



GEOLOGICA HUNGARICA

FASCICULI AD ILLUSTRANDAM
NOTIONEM GEOLOGICAM ET PALAEONTOLOGICAM
HUNGARIAE

S E R I E S G E O L O G I C A

TOMUS 8.

112 PAGINAE, I—IX. TABULAE ET 8 FIGURAE TEXTI INSERTAE

JUGOVICS L.:
ADATOK KELET-CELEBESZ KÖZETEINEK
ISMERETÉHEZ
L. JUGOVICS:
BEITRÄGE ZUR KENNTNIS DER GESTEINE
VON OST-CELEBES

EDITIO INSTITUTI GEOLOGICI HUNGARICI PUBLICI
BUDAPESTINI, 1950.

Geol. Hungarica Ser. Geologica	8.	1—112.	Budapestini, I. VIII. 1950.
-----------------------------------	----	--------	-----------------------------

MANUSCRIPTUM CONCLUSUM 15. II. 1943
DATUM EDITIONIS 1. VIII. 1950

A közlemény tartalmáért a szerző felelős
Für Inhalt und Form der Mitteilung ist der Verfasser verantwortlich.
Szerkeszti: Jugovics Lajos
Felelős kiadó: Dr. Majzon László

**ADATOK
KELET-CELEBESZ KÖZETEINEK
ISMERETÉHEZ**

**IRTA:
DR. JUGOVICS LAJOS**

**A KÉMIAI ELEMZÉSEKET KÉSZÍTETTE:
DR. EMSZT KÁLMÁN**

BEVEZETÉS

Az alábbiakban megvizsgált kőzetek Kelet-Celebesz arról a területéről származnak, melyet *Lóczy Lajos* egyet. tanár, 1928. évben vezetett tudományos expedíciója bejárta és geológiai tanulmányozott. Az átkutatott terület Celebesz keleti földnyelvének az a része, melyet észak felől a Tomini, dél felől a Tolo-öblök határolnak. Az expedíció, a két öböl közötti földnyelvet mintegy 120 km szélességben kutatta át, a bejárta területet a csatolt, vázlatos térkép tünteti fel, (I. ábra a 17. oldalon.)

Celebesz ezen, átkutatott területén *Lóczy* három tektonikai egységet különböztetett meg, ami azok morfológiai tagoltságában, a három egymással, többé-kevésbé párhuzamosan húzódó hegylánc alakjában is kifejezésre jut. Ezeknek a hegyláncoknak főtömege, — kb. 60—70%-a, — bázikus eruptív kőzetekből épült fel.

Vizsgálataim főleg az *eruptív* és a velük genetikailag összefüggő *metamorf kőzetekre*: amfibolitokra, szerpentinekre terjedtek ki. Az üledékes kőzetek közül csak azokat vizsgáltam meg, melyek az eruptív tömegek közeléből, azok kontaktusáról valók, vagy olyanok, melyek vizsgálata a geológiai viszonyoknak tisztázása szempontjából kívánatos volt.

A kémiai elemzéseket *Emszt Kálmán* ny. kísérletügyi főigazgató, a Magyar Állami Földtani Intézet kémiai osztályának volt vezetője készítette, fogadja ezúton is hálás köszönetem. Köszönettel tartozom *Marchet A.*, a wieni egyetem professzorának, aki különösen az amfibolitokra vonatkozólag szolgált értékes tanácsokkal. *Erdélyi Fazekas János* egyetemi tanársegéd, a hollandi nyelvű szakirodalom tolmácsolásával támogatott munkám folyamán.

A megvizsgált kőzetanyagot, a *Lóczy* által megállapított geológiai nézőpontok figyelembe vételével, két csoportba osztva tárgyalom.

I. A pikkelyvonulat kőzetei. Az átkutatott terület D-i része, úgynevezett Észak-Boenkoe, mely a Tolo-öböltől, a Rapanbatoe, a Pandjaja és Sinara hegyláncok ÉNy-i lejtőjéig terjed.

II. A molaszvonulat kőzetei. Az expedíciós terület északi fele, a Bongka folyó vidéke, mely a Rapanbatoe hegylánctól északra, a Tomini-öbölíig terjed.

E csoportosítás keretében az egyes hegyláncok kőzeteit együtt tárgyalom. Az eruptív kőzetekből, amfibol-palából és szerpentinekből összesen 18 elemzés készült. A kőzetelemzések összehasonlítása a *Niggli*-féle koncentrációstetraéder¹⁾ segítségével történt. A tetraéder ábrázolására a *Becke*²⁾ ajánlotta módszert használtam. Ez az ábrázolás az egész tetraédert mutatja és olyan kőzetek összehasonlításra is alkalmas, melyeknek projekciópontjai különböző tetraéderszemcszetekbe esnek. A *Niggli*³⁾-tól ajánlott segédprojekciókat, melyek egyrészt a kőzetek normál

¹⁾ *Niggli, P.*: Gesteins und Mineralprovinzen. I. Berlin. 1923.

²⁾ *Becke, F.*: Graphische Darstellung von Gesteinsanalysen. Mineralog. und Petrogr. Mitteilungen, 37—1925, 27—56.

³⁾ *Niggli, P.*: Zur Deutung der Eruptivgesteinsanalysen auf Grund der Molekularwerte. Schweiz. Mineralog. petrogr. Mitteil. 7—1927. S. 116—133.

földpátjának összetételére, másrészt az összes kovasavnak, a leukokrát és melanokrát elegyrészek közötti elosztására adnak felvilágosítást, a *Marchet*⁴⁾-től átdolgozott értelemben alkalmaztam.

A kettőstörés meghatározásokat a *Bereck*-féle kompenzátorral mértem. A pleochroizmus meghatározásánál a színeket, a *Radde*-féle internacionális színskála segítségével értékeltem.

A kőzetek megtartása igen különböző: a bejárt terület déli felének, sűrű erdővel borított hegyvidéken gyűjtött kőzetek között gyakori a többé-kevésbé mállott kőzet, a terület északi részéről származó kézipéldányok elég frissek.

⁴⁾ *Marchet, A.*: Zur Petrographie der vorsarmatischen Ergussgesteine bei Gleichenberg in Oststeiermark. S. B. Akad. Wiss. Wien, Math. Naturw. Klasse. Abt. I. 140. 7. Heft (1931) 461—540.

AZ EXPEDICIO ÁLTAL ÁTKUTATOTT KELET-CELEBESZI TERÜLET GEOLÓGIAI VISZONYAI

Az expedíció legfontosabb földtani eredményeit Lóczy adatai alapján a következőkben foglalhatjuk össze.¹⁾

Kaoeroe, Watoekandjoea, felső Bongka völgy fillites alaphegységére a triász-permokarbon préselt kvarctartalmú, sötétszürke bitumenes mészkövek (*Streptorhynchus*), tokala-mészkő, fehér mészkő és kemény szürkésfehér márga (*Productus*, *Rhynchonella*, *Misolia*) transzgressziven települ. Ugyanígy neritikus-hemipelágikus fáciesben fejlődik ki az idősebb triász kori pados, crinoidás mészkő, mely barna homokkővel és márgával váltakozik (*Waldheimia*, *Spiriferina*, *Pecten*). A felső-triász kori misoliás mészkő, korallmészkő, bitumenes szürke mészkövek, barna-márgás, kovás, lemezes mészkövek, konglomerátumok képviselik. A triász képződmények a szomszédos Misol, Boeroe, Ceram és Timor hasonló rétegsorával összefüggő ösföldrajzi egységet adnak.

Az idősebb permokarbon-triász képződmények felgyűrődése után a júra-kréta rétegsor diszkordánsan ülepedett le. Ezekkel a gyűrődésekkel kapcsolatban keletkeztek Watoekandjoe és Kolo-Kolo környékén az idősebb peridotitok és gabbrok.

A diszkordáns településű tithon és felső-jurakori húsvörös, barnászörös, sokszor erősen kalciteres, vagy szaruköves *Radiolaria* és *Belemnites*-tartalmú mészkövek hemipelágikus üledékek. Ezzel szemben a Boeroe-mészkővel szinonim fehér-világosszürke, finomszemű, kalciteres, foltos mészkövek abisszikus fáciesben rakódtak le, a júra-kréta korok folyamán. A középső és felső-kréta kori vöröses radiolariás és globigerinás márgák, illetve a laza tarka márgapalák részben az u. n. toeli-mészkő fáciesének megfelelő képződmények.

Ezekkel a képződményekkel egyidejűleg alakult ki a nagy ofiolit pakolit, mely a következő ofiolit intrúziók abisszikus fázisának tekinthető.

Az átvizsgált hegyvidéknek 60—70%-a gabbro, — peridotit és szerpentin betelepülésekkel, — sőt ez utóbbiak jóval elterjedtebbek, mint a gabbrok. Ezek a ofiolit-tömegek abisszikus vonású eruptívumok a mostani Bandaárok nyugati részén intrudálhattak. A nagy tömegek intrúziója a felső-kréta és az eocén közé tehető. Feltörésük azonban hosszú időn keresztül — a felsőtriásztól a kréta végéig, — többször megismétlődött. Egyrészt posztneogén tektonikus jellegű feltörésével is számolni kell.

Az eocén orthophragminás, nummulinás, alveolinás, lepidocyclinás mészkő és márga, neritikus fáciesben transzgedált. Az oligocén mészkövek és márgák szintén kövületesek (*Lepidocyclina*, *Globigerina*, *Amphistegina*, *Cardita*, *Neritina*, *Natica*, *Conus*, *Turritella*).

Az oligocén és miocén határán alakult ki a nagy Tokala-takaróhegység és ezzel kapcsolatban a pikkelyesen ismétlődő hegyszerkezet. Az ofiolit-tömegek is ekkor boltozódtak fel fedőrétegeikkel együtt. A kréta-kor végén keletkezett intrúziók ebben az időben végezték főmozgásukat.

Ezt az orogenezist követi a miopliocén-molass rétegsor lerakódása. Ezek a márgák és homokkövek *Arca*, *Meretrix*, *Dosinia*, *Tellina*, *Cytherea*, *Chama*, *Anomya*, *Cardium*, *Tridacna*,

¹⁾ Lóczy Lajos: A keletcelebeszi Északboengkoe és Bongavidék földrajzi és földtani viszonyai. Földtani Közlöny 1932. 62. k. p. 1—25.

Cypraea, *Pleurotoma*, *Turbo*, *Conus*, *Strombus* stb. faunával partközeli képződmények, melyek északi irányból transzgedáltak 1200—1600 m-es rétegvastagsággal.

A *pliocén* végén újabb hegyképződés érte a területet, mely felgyűrte a molaszt és az ofiolit-takarót azokra felpikkelyezte. Így az ofiolitok és fedő szedimentum-burkuk egymásközt erősen összegyűrve többszörösen ismétlődnek. Az ofiolittömegek takarófeltolódása északon főleg dél-keleti irányban történt, a főáttolódási irány azonban északnyugati. Kelet-Celebesz az Új-Guinea-Ceram-Misol-Buru-Sula-Timor szigeteken áthaladó fiatal alpesi jellegű ív legnyugatibb tagja, amely innét a Fülöp-szigetek felé kanyarodik.

A *quarter* korallós Karang-mészkövei már erre a gyűrődéses áttolódásos alapra diszkordánsan transzgedálnak. Ezek jelentős epirogén emelkedés révén kb. 2000—2300 m-es vertikális elmozdulást végeztek.

A MEGVIZSGÁLT KELET-CELEBESZI KÖZETEK SAJÁTSÁGAI ÉS CSOPORTOSÍTÁSA

A részletes közettani vizsgálatokból megállapítható, hogy Kelet-Celebesznek, a *Lóczy*-tól tanulmányozott területén főleg intruzív kőzetek találhatók, melyek úgy a pikkelyvonulatban, tehát a terület déli felében, mint a molaszvonulatban, — a terület északi részén, — hasonlóak. Szálban álló kiömlési (effuzív) kőzetet a bejárt területen *Lóczy*, egy andezittufa — előfordulás kivételével, — nem talált. A folyómedrek görgetegek között talált effuzív-kőzetdarabok azonban valószínűvé teszik, hogy a hegység belsejében ilyen előfordulások vannak. Az expedíció azonban ezeknek a hegységeknek belsejébe és felső részeibe nem hatolt be.

A begyűjtött amfibolitok és szerpentinek, — *Lóczy* megfigyelései szerint, — a bázikus intruzív tömegekkel geológiai egységet alkotnak, azok tartozékai és nem a kristályos alaphegységnek tagjai. Az átkutatott területen a kristályos alaphegység nem is jelenik meg a felszínen. A közettani vizsgálatok *Lóczy* fenti megállapításait megerősítették, mert a begyűjtött és megvizsgált amfibolitok, szerpentinek, stb. eruptív eredete kétségtelen és a bázikus eruptívumokkal kémiai összetétel tekintetében is megegyező.

Az expedíciótól begyűjtött eruptív-kőzeteket sajátásaik alapján a következő csoportokba foglalhatjuk :

gránit	a 21-49 számú kőzetek,
dioritok	a 41-56-59-65. sz. kőzetek (4 előfordulás),
gabbrok (anorthosit)	a 1-2-6-7-8-12-33-40-46-66 számú kőzetek, (10 előfordulás),
peridotitok (lherzolite-harzburgit)	a 5-10-18-19-48-50-54-63-64. sz. kőzetek, (9 előfordulás),
pyroxenit	a 9 sz. kőzet, (1 előfordulás),
amfibolitok, amfibolpalák	a 15-16-27-29-30-38-44-45-51-53-57-60-62 számú kőzetek, (13 előfordulás),
szerpentinek (peridotit és pyroxenit-szerpentinek)	a 3-4-11-13-17-36-42-58-61-67-68-69-70 sz. kőzetek, (13 előfordulás),
kvarcporfirrit	a 28 sz. kőzet, (1 előfordulás),
andezittufa	a 22 sz. kőzet, (1 előfordulás).

Lóczy megfigyelései alapján, sőt a kőzetelőfordulások számából is megítélhető, hogy a kőzetek főtömegét, — az egyetlen gránitelőfordulástól eltekintve, — bázikus eruptívumok, dioritok, gabbrok és az utóbbiak földpátmentes hasadási típusai, vagy ezeknek átalakult termékei alkotják. *Lóczy* megállapítása szerint a peridotitok és a szerpentinek tömegükben felülmúlják a gabbrokat.

Lóczy Celebesnek az expedíciós területtel szomszédos részein is végzett kisebb összehasonlító bejárásokat ahol kőzetanyagot is gyűjtött, ezeknek az előfordulásoknak egyikét az észak-celebeszi Gorontáló friss gránodioritjét szintén megvizsgáltam és ennek eredményét már régebben¹⁾ közreadtam.

¹⁾ *Jugovics Lajos* : Az északcelebeszi Gorontáló gránodioritja. Földtani Közöny. 70. kötet. 1940.

Az átkutatott terület eruptív kőzeteit, — igen kevés kivétellel, — a kataklázos szerkezet jellemzi, aminek oka azokban a mozgásokban kereshető, melyekben ezek az eruptívtömegek résztvettek. A dynamo-metamorf erőhatások a kőzetelegyrészek kataklázos szerkezetén kívül még egyéb autometamorf átalakulásokat is előidézték. A földpátok repedezettsége, hullámos kioltása, lemezeinek elhajlása, gyakori megtörése, mind a fenti hatások következményei. Az erősebb nyomás hatása is megfigyelhető, amikor a nagyobb földpát szemcsék külső részei letöredeznek és a földpátmagok valósággal az apró földpátlemezek tömegében ülnek. Hasonló módon repedezettek és széttöredeztek az olivin és pyroxén-kristályok is.

Orogenetikus nyomásnak tulajdoníthatók a pyroxének uralitosodása is, a rombos-pyroxének amfibollá alakulása és a saussurites, mylonitos gabbrok keletkezése.

Mindezeket a kőzettani megállapításokat támogatják Lóczy geológiai megfigyelései is, aki bejárásai és megfigyelései nyomán arra az eredményre jutott, hogy a bázikus eruptívtömegek, helyenként hatalmas áttolódási takarókat alkotnak és a harmadkori képződményeken nyugosznak. Így pl. a terület északi részén, Tandjong-API-nál a methángáz a gabbro-peridotit kőzeteken tör elő; tehát szénhidrogének anyakőzetén, az autochton molaszképződményeken, a gabbrok és peridotitok takaróként települnek.

A terület déli felében, a pikkelyvonulatban helyenként Lóczy nagyszabású tektonikai ablakokat állapított meg, melyek a bázikus eruptívtakarók alól bukkannak elő. Erős kataklázos változásokat árulnak el az áttolódási kontaktus eruptív és üledékes kőzetei is (6—7—8—40 stb. kőzetek).

A begyűjtött kőzetek között néhány igen mállott gneisz és fillitrög is található.

Az egyes kőzetcsoportok általános sajátosságai a következőkben foglalhatók össze:

A savanyú magmák kőzeteiből: a *gránitból* csak egy előfordulás található a gyűjteményben, illetve kettő, de ugyanannak a tömzsnek anyagából, ennél a részletes vizsgálatra utalok.

Dioritok.

Többnyire sötétszürke, apró, vagy középszemű kőzetek. Ásványos összetételük alapján főleg amfibol-dioritok, melyek úgy a pikkely, mint molaszvonulatban hasonlóak. A savanyúbb diorittípus a ritkább, ilyen a molaszvonulatból ismeretes, az 59. sz. kőzet, amfibol-kvarc-diorit.

A dioritok földpátja oligoklasz-andezin. Az amfibol bennük zöld-amfibol, melynek kioltása a (010) lapon 15—18° között változik. A dinamikus hatás ezeken az amfibolokon is jól mutatkozik: kiszálasodtak, rostos halmazokra bomlottak és többnyire uralitosodtak.

I. táblázat, a 97. oldalon.

Az első táblázatban közölt kémiai elemzések mutatják, hogy a pikkelyvonulatból származó, 41. számú és a molaszvonulat 65. sz. dioritjának elemzései nem árulnak el nagy különbségeket. Kémiailag mindkét kőzet a diorit és a gabbromagmák között foglal helyet.

Gabbrok.

A gabbrok és a velük összefüggő peridotitok-pyroxenitok adják az átkutatott terület intruzív kőzeteinek főtömegét. A gabbrok sötétszürkeszínű, közép- vagy nagyszemű kőzetek, melyeknek ásványos összetétele csekély változatosságot árul el. Lényeges elegyrészeik: plagioklasz és monoklin-pyroxén (diállag), ritkábban rombos pyroxén.

Az olivin ezekben a gabbrookban elég ritka, a begyűjtött kőzetek között csak egy előfordulás kőzete bizonyult típusos olivingabbroknak. A legtöbb kézipéldányban, tekintettel arra,

hogyan az eruptív-törmények széléről — esetleg kontaktusról — gyűjtötték be, az elegyrészek már nem eredeti alakjukban jelennek meg, hanem átalakultak, (uralitosodás-saussuritesedés-szerpentinésedés). Ez az oka annak, hogy a megvizsgált gabbrok között aránylag sok a saussurites, milonitosgabbro, sőt némelyek, a mozgás okozta nagy átalakulás következtében teljesen zavaros ásványösszetételt mutatnak, ami a kőzet megnevezését néha szinte lehetetlenné teszi.

Megállapítható, hogy a pikkely és molaszvonulat gabbrotípusai között különbség nincsen, azok úgy ásványos, valamint kémiai összetétel tekintetében is hasonlóak.

A gabbrok plagioklásza 62—85% An-tartalmú, tehát már a labrador-bytownit sor tagjai. Zónás szerkezetűek és még a teljesen friss kristályaik is erősen repedezettek. A plagioklászok saussuritesedése ezekben a kőzetekben általános jelenség.

II. táblázat a 99. oldalon.

A megvizsgált gabbrok kémiai összetételét és azok középértékét tartalmazza. Lehetőleg minden típusból: gabbro-olivingabbro-saussuritgabbro-dynamometamorf és mylonitesgabbroból készült egy-egy elemzés. A táblázatból megállapítható, hogy ezek a kőzetek kémiai tekintetben meglehetősen zart csoportot alkotnak, közöttük részben a dioritok felé találunk átmenetet. Kóvasavban, alkáliákban szegényebbek, mészen gazdagabbak, mint a diorittípusok, $\xi = (al + alk)$ értékük állandóan nagy. A gabbrok között az anorthosit típus is előfordul, sajnos a begyűjtött darabok, rossz megtartásuk miatt kémiai elemzésre nem alkalmasak.

Peridotitok és Pyroxenitok.

Az átkutatott kelet-celebeszi gabbromasszívumok kőzetei, mint a megfigyelések mutatják, ásványos összetétel, szöveti forma tekintetében hirtelen és gyakran változnak. Ennek következtében a gabbrok, peridotitok, pyroxenitok igen gyorsan váltják fel egymást. Különösen a peridotitok fejlődtek ki tömegesebben, a pyroxenitok ritkábbak. A begyűjtött kőzetek között kilenc előfordulás peridotitja teljesen friss, a többiek már erősen szerpentinésedettek, úgy hogy azokat már a serpentinek közé kell sorozni.

A peridotitok többnyire barnászöldszínű, nagyszemű, tömeges kőzetek, melyek mindig kataklázos szerkezetet árnak el. A dinamikus erő azonban nem hatott egyformán a kőzetek elegyrészeire. A rugalmasabb pyroxenitok prizmái, a nyomásra elhajlottak, nagyobb nyomásra a hasadás mentén vékonyabb lemezekre estek szét. A merev olivin kristályokon a nyomás igen különbözőképpen hatott: nagyobb, egyoldalú nyomásra, az egységes olivin kristályban egymással párhuzamos lemezsorozat alakult ki, melyek a földpát ikerlemezeihez hasonlóan, külön-külön oltanak ki. (13. sz. mikrofotografia). Ha erősödött a nyomás, az olivin kristályok széleit széttördelte, miáltal mechanikai-porfirozott szöveti forma alakult ki.

A kelet-celebeszi peridotitok főleg: harzburgitok és Iherzolithek. Lényeges elegyrészeik: olivin, hypersztén, bronzit, monoklin-pyroxén, amfibol; mellékelegyrészek: magnetit, spinell és gránát.

Mindegyik típusból egy-egy elemzés készült (63—64. sz.). Az elemzésekből számított középértékekből, azok projekcióértékeiből megállapítható, hogy ezek a peridotitok a mészen szegény peridotitos magmacsoport tagjai. A gabbrokkal szemben — melyektől elkülönültek — a femikus karakterük domborodik ki jobban; alacsonyabb SiO_2 és Al_2O_3 , viszont igen magas MgO és vastartalom jellemzi őket. A tetraederprojekcióban ezek a peridotitok a Becke-féle közép körül csoportosulnak, ellenben a si-projekcióban már jobban szétszóródnak és főleg az I-o földpátvonal mentén, az olivin-csúcs felé helyezkednek el.

III. sz. táblázat a 101. oldalon.

Pyroxenit csak egy van az expedíció gyűjtésében ; a 9. sz. diallagit, melyet részletesen vizsgáltam. A belőle készített kémiai elemzést a III. sz. táblázatban, a peridotitok mellett közlöm. Szemben a peridotitokkal, mint általában a pyroxenit-magmákat, magasabb SiO_2 és CaO , viszont jóval alacsonyabb MgO -tartalom jellemzi.

Szerpentinek.

Szerpentinek közé soroztam az erősen szerpentinisedett peridotitokat és pyroxeniteket is. Összesen 13 előfordulás kőzete került ebbe a csoportba. A szerpentineknek az eruptív kőzetekkel való összefüggését *Lóczy* megfigyelései állapították meg, ezek szerint a szerpentinek mindenütt és mindig a gabbrok-peridotitok tömegében fordulnak elő. A közettani vizsgálatok és a szerpentinek kémizmusa ezt az összetartozást megerősítik.

A szerpentinek közül hat előfordulás kőzetén, azok eruptív eredetét, az anyakőzet ásvány-maradékai alapján, tehát már a közettani vizsgálatok megállapították. Hét szerpentin anyakőzetét az optikai vizsgálatokból nem sikerült kimutatni ; ezek közül kettőnek a 11. és 42. számúaknak eruptív eredetét a kémiai összetétel eredménye alapján állapíthatjuk meg.

IV. számú táblázat a 103. oldalon.

Összehasonlítva ezt a két szerpentin-elemzést egymással, azt találjuk, hogy azok anyakőzete, a *Niggli*-féle peridotitos, illetve hornblendit-pyroxenit-peridotitos magmacsoportokba tartozott. A két elemzés között csupán a $\text{MgO} - \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ -tartalomban mutatkozik csekély különbség, ami viszont azt bizonyítja, hogy a két anyakőzet pyroxentartalomban különbözött egymástól.

Amfibolitok.

Az expedíciótól bejárt területen az amfibolitok jelentékeny szereppel bírnak. A szerpentinek után a legnagyobb mennyiségben begyűjtött kőzetek. Összesen 13 előfordulás kőzetét vizsgáltam meg.

Lóczy megfigyelése szerint ezek az amfibolitok a bázikus eruptív-tömsőkben, vagy azok áttolódási felületéhez közel települnek.

A megvizsgált amfibolitok között a következő típusokat lehetett megkülönböztetni :

plagioklász, illetve plagioklászgazdag amfibolitok,
epidot-amfibolitok,
epidot-plagioklász-amfibolit,
gránát-amfibolit,
amfibol-pala (Hornblendeschiefer).

Az amfibolitok elegyrészei : amfibol-plagioklász-epidot. Mellékelegyrészek : monoklin pyroxén-maradvány, — gránát-rutil-titanit-ilmenit-magnetit-apatit-kvarc és szericit.

A főelegyrész a *zöld-amfibol*, melynek a (010) lapon mért kioltása, a $c : \gamma = 16 - 18^\circ$ között változik. Mindig mutatnak pleochroizmust. Az uralít és a pyroxénmaradvány ezekben az amfibolitokban gyakori.

Az amfibolitok plagioklászja erősen változik, az andezintől a bytownitig minden típus képviselt, az An-tartalom 31—85% An között ingadozik.

Kvarc az amfibolitokban mindig csak jelentéktelen mennyiségben fordul elő.

A *rutil* és *titanit* ezekben az amfibolitokban elég gyakori elegyrész.

Az amfibolitok textúrája palás és tömeges. A struktúrájuk porfiroblasztos, ritkábban gránoblasztos.

Az expedíciós terület négy különböző pontjáról származó amfibolitot elemeztünk meg: két plagioklászos és egy epidotamfibolitot, ezenkívül egy amfibolpalát. A négy elemzést és a belőlük számított középértékeket, a megfelelő projekcióértékkel együtt az

V. számú táblázatban a 105. oldalon

állítottam össze.

Ezeknek az amfibolitoknak a kémizmusa a gabbromagmák összetételét árulja el. Projekcióértékeik a *Niggli*-féle magmatípusok közül, a gabbro-magmacsoporttal mutatnak nagy egyezést. A koncentrációs-tetraederben ezeknek az amfibolitoknak projekcióértékei egymás mellett és a gabbroközéppontja körül helyezkednek el, de melanokrátább jellegüknek megfelelően kissé a peridotit-középérték felé elhúzódva. A si-projekcióban kissé szétszóródnak az amfibolitok projekciópontjai, de még mindig a gabbropontok közelében maradnak.

A *Becke*-féle Si-U-L-háromszögprojekcióban mindegyik amfibolit és azok számított középértékének analizispontja az eruptívmezőbe esik, ami azok eruptív eredetét (orto-jellegét) bizonyítja.

A fentiek alapján tehát megállapítható, hogy Kelet-Celebesz különböző helyeiről begyűjtött amfibolit-típusok hasonló és a gabbromagmára jellemző kémiai összetételt árulnak el.

Az amfibolitok szövete a kristályos palákra jellemző szöveti típusok mellett gyakran árulnak el átmenetet a gabbro-struktúra felé. Üledékes maradékszövet nyomát ezekben a közetekben nem találtam.

Mindezeket a közettani és kémiai megállapításokat *Lóczy* geológiai megfigyelései is támogatják, mely szerint az amfibolitok mindig a gabbrók-peridotitok-serpentinek, társaságában azokkal geológiai egységet alkotva jelennek meg.

Mindezek alapján bebizonyítottnak vehető, hogy Kelet-Celebesznek, *Lóczy*-tól átkutatott területén található különféle amfibolitok eruptív eredetűek, tehát orto-amfibolitok. Kémiai összetételük a gabbro-magma összetételét mutatja, a gabbrókkal együtt települnek, amiből az következik, hogy ezek az amfibolitok a gabbro-magma mélységbeli közeteinek átalakulásából keletkeztek.

**BEITRÄGE
ZUR KENNTNIS DER GESTEINE
VON OST-CELEBES**

**VON
DR. LUDWIG JUGOVICS
HOCHSCHULPROFESSOR (BUDAPEST)**

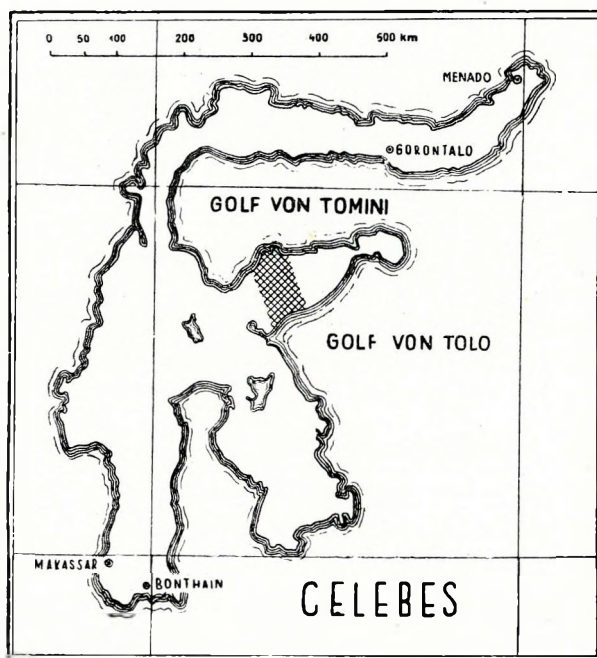
**MIT CHEMISCHER ANALYSE
VON OBERDIREKTOR
DR. KOLOMAN EMSZT**

9 TAFELN, 8 TEXTFIGUREN

EINLEITUNG.

Die in dieser Arbeit beschriebenen Gesteine haben ihre Fundorte in jenem Gebiet von Ost-Celebes, welches durch die von *Ludwig Lóczy* Universitätsprofessor geleitete wissenschaftliche Expedition im Jahre 1928 durchforschte und geologisch untersucht wurde.

Das durchforschte Gebiet bildet jenen Teil der östlichen Landzunge von Celebes, welche im Norden vom Golf von Tomini, im Süden durch die Tolo-Bucht begrenzt wird und auf der



I. ábra. Celebesnek, a Lóczy-expedíció által bejárt területét sűrű vonalkázás jelöli.

Fig. I. Das durch die Lóczy'sche Expedition begangene Gebiet ist durch dichte Schraffierung bezeichnet.

beigelegten skizzenartigen Mappe aufgezeichnet ist, (Fig. I.). Die Expedition durchforschte die zwischen den beiden Buchten liegende Landzunge in einer Breite von ungefähr 120 km. Auf diesem Gebiete unterscheidet *Lóczy* auf Grund seiner geologischen Untersuchungen drei tektonische Einheiten; dies kommt auch im morphologischen Aufbau zum Ausdruck, u. zw. in der Gestalt der drei, nahezu parallel laufenden Bergzüge.

Die Hauptmasse, annähernd 60—70% dieser Bergketten ist von basischen Eruptivgesteinen aufgebaut.

Hauptsächlich die eruptiven und die damit in genetischer Verbindung stehenden metamorphen Gesteine: Amphibolite, Serpentine, bildeten den Gegenstand meiner Untersuchungen. Von den, durch die Expedition gesammelten sedimentären Gesteinen untersuchte ich nur diejenigen, welche aus der Nähe der eruptiven Massen und aus deren Kontakt stammen, oder solche, deren Untersuchung vom Standpunkt der Bereinigung der geologischen Verhältnisse wünschenswert erscheint.

Die chemischen Analysen wurden von dem Oberdirektor für Forschungswesen *Koloman Emszt*, dem gewesenen Leiter der chemischen Abteilung der Landesanstalt durchgeführt, auch ihm sei aufrichtigster Dank für seine wert und mühevollen Arbeit ausgesprochen. Meinen innigsten Dank spreche ich auch dem Herrn Universitätsprofessor *A. Marchet* in Wien aus, welcher mir besonders bezüglich der Untersuchung der Amphibolite mit seinen wertvollen Ratschlägen zur Seite stand. Der Universitätsassistent *Johann Erdélyi Fazekas* leistete mir insbesondere durch die Verdolmetschung der niederländischen Fachliteratur wertvolle Dienste, auch ihm gebührt mein bester Dank.

Die Mikrophotographien wurden durch die Firma Reichert Optische Werke Wien, mit ihrem Universal Kamera Mikroskop, dem »Me F« verfertigt.

Das untersuchte Gesteinsmaterial behandle ich unter Rücksichtnahme auf die durch Prof. *Lóczy* festgestellten geologischen Umstände in zwei Gruppen. (17.)

I. *Die Gesteine der Schuppenzüge.* Das Gebiet umfasst den südlichen Teil des durchforschten Gebietes und erstreckt sich auf das sogen. »Nördliche Boenkoe« vom Tologolf bis zum nord-westlichen Hang der »Rapanbatoe-Pandjaja-Sinara« Bergzüge.

II. *Die Gesteine des Mollaszuges.* Der nördliche Teil des von der Expedition durchforschten Gebietes, erstreckt sich auf die Umgebung des Bongka Flusses, nördlich von der Rapanbatoe bis zur Tomini-Bucht.

Im Rahmen dieser Gruppierung behandle ich die Gesteine der einzelnen Bergzüge gemeinsam.

Von den Eruptivgesteinen, Amphiboliten und Serpentinien wurden insgesamt 18 Analysen gemacht. Das Vergleichen der Gesteinsanalysen wurde unter Zuhilfenahme des Niggli'schen Konzentrationstetraeders¹⁾ vorgenommen. Zur Darstellungsart des Tetraeders benutzte ich die von *Becke*²⁾ empfohlene Methode. Diese Darstellungsart zeigt den ganzen Tetraeder und ist daher auch zum Vergleich solcher Gesteine deren Projektionspunkte in verschiedene Tetraderschnitte fallen, vorzüglich geeignet.

Die durch Niggli empfohlenen Hilfsprojektionen³⁾, welche einesteils über die Zusammensetzung der Normal-Feldspate der Gesteine, aber auch die Verteilung der Kieselsäure zwischen den leukokraten und melanokraten Gemengteilen Schlüsse ziehen lassen, wandte ich im von *Marchet*⁴⁾ umgearbeiteten Sinne an.

¹⁾ *Niggli, P.*: Gesteins und Mineralprovinzen. I. Berlin. 1923.

²⁾ *Becke, F.*: Graphische Darstellung von Gesteinsanalysen. — Min. Petr. Mitteil. 37. (1925) S. 27—56.

³⁾ *Niggli, P.*: Zur Deutung der Eruptivgesteinsanalysen auf Grund der Molekularwerte. Schweiz. Mineral. petrogr. Mitt. 7. 1927. S. 116—133.

⁴⁾ *Marchet, A.*: Zur Petrographie der vorsarmatischen Ergussgesteine bei Gleichenberg in Oststeiermark. S.-B. Akad. Wiss. Wien, Math.-Naturw. Kl. Abt. I. 140. Heft. 7. (1931) 461—540.

Die Bestimmungen der Doppelbrechnungen habe ich mit dem Berek Kompensator gemessen.

Bei der Bestimmung des Pleochroismus habe ich die Farben auf Grund der Radde'schen internationalen Farbenskala ausgewertet.

Die Erhaltung des Gesteine war ganz verschieden. Die aus südlichen, mit dichten Urwäldern bedeckten Gebiet stammenden Gesteine sind oft in einem mehr oder weniger zermürbten Zustande, während die aus dem nördlichen Gebiet stammenden Gesteinstücke meist gut erhalten und verhältnissmässig frisch sind.

DIE GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE DER VON DER EXPEDITION DURCHFORSCHTEN GEBIETE VON OST-CELEBES

Die wichtigsten geologischen Ergebnisse der Expedition können auf Grund der Angaben Prof. Lóczy's im Folgenden zusammengefasst werden :¹⁾

Auf das *Fillit Grundgebirge* von Kaoeroe, Watoekandjoea und dem oberen Bongka Tal haben sich im *Trias-Permokarbon* gepresste, quarzhältige, dunkelgraue bitumenöse Kalksteine (*Streptorhynchus*) *Tokala-Kalkstein*, dann weisser Kalkstein und gräulichweisser Mergel (*Productus*, *Rhynchonella*, *Misolia*) in transgressiver Art gelagert. Ebenfalls im neritisch-hemipelagischen Facies entwickelte sich der Trias-bänkige, crinoidenhältige Kalkstein, welcher sich mit braunem Sandstein und Mergel ablöst (*Waldheimia*, *Spiriferina*, *Pecten*). Das obere Triasalter wird durch misolienhaltigen Kalkstein, Korallkalkstein, bituminösen grauen Kalksteinen braunen, kiesel und mergelhältigen Lamellen-Kalksteinen und Konglomeraten vertreten. Die *Trias* Gebilde ergeben mit den ähnlichen Schichtenreihen der benachbarten Misol, Boeroe, Ceram und Timor eine zusammenhängende paläogeographische Einheit.

Nach der Auffaltung der älteren, *Permokarbon-Trias* Gebilde hat sich die *Jura-Kreide* Schichtenreihe diskordant gelagert. In Verbindung mit diesen Faltungen haben sich in der Gegend von Watoekandjoe und Kolo-Kolo die älteren *Peridotite* und *Gabbros* entwickelt.

Die diskordant lagernden aus dem *Tithon* und der oberen *Jura* stammenden fleisch- und braunroten, oft stark calciterischen oder hornsteinhaltigen *Radiolaria* und *Belemnites*-haltigen Kalksteine sind hemipelagische Sedimente. Die im Laufe der *Jura* und *Kreide* gelagerten, mit dem Boeroe Kalkstein synonymen, weiss-hellgrauen, feinkörnigen, calciterischen, fleckigen Kalksteine haben sich dem gegenüber in einem abyssischen Facies gelagert. Die aus dem oberen und mittleren *Kreide* stammenden rötlichen *Radiolaria* und *Globigerina*-haltigen Mergeln und die losen bunten Mergelschiefern sind teilweise dem Facies der sogen. Toeli-kalkstein entsprechende Gebilde.

Zu gleicher Zeit mit diesen Gebilden entwickelte sich der grosse Ofiolit-pakolit, welcher als die abyssische Phase der folgenden Ofiolit Intrusionen anzusehen ist.

Sechzig bis siebzig von Hundert des durchforschten Berggebietes besteht aus Gabbro und Peridotit mit Serpentin Einlagerungen, die Letzteren sind sogar stärker verbreitet als die Gabbros. Diese Ofiolit-massen konnten im Westteil der heutigen Bandagraben intrudiert worden sein. Die Intrusion der grossen Massen konnte zwischen der oberen *Kreide* und dem *Eocen* erfolgt sein. Ihr Ausbruch hat sich durch lange Zeit — vom oberen *Trias* bis zum Ende der *Kreide* öfters wiederholt. Mit dem *postneogenen* tektonischen Charakter eines Teils derselben muss ebenfalls gerechnet werden.

Im *Eocen* transgredierte der Orthophragmina, Nummulina und Lepidocyclinahältige Kalkstein und Mergel in einem meritischen Facies. Auch die aus dem *Oligocen* stammenden Kalksteine und Mergeln enthalten viel Petrefacten (*Lepidocyclina*, *Globigerina*, *Amphistegina*, *Cardita*, *Neritina*, *Natica*, *Conus*, *Turritella*).

¹⁾ Lóczy, L. v.: Zur Geologie des Nordboenkoes und des Bongkagebietes von Ostcelebes. Földtani Köz-löny. Bd. LXII. 1932.

An der Grenze des *Oligocen* und *Miocen* hat sich das grosse *Tokala-deckengebirge* und in Verbindung mit derselben die schuppenartig sich wiederholende Bergstruktur entwickelt. Die Ofiolitmassen haben sich beisammen mit ihren Deckschichten zu dieser Zeit aufgewölbt. Die zu Ende des *Kreidealters* entstandenen Intrusionen vollzogen ihre Hauptbewegungen ebenfalls in dieser Zeit.

Dieser Orogenesis folgte die Ablagerung der *Miopliocen-Melasse Schichtenreihe*. Diese Mergeln und Sandsteine mit einer *Arca*, *Meretrix*, *Dosinia*, *Tellina*, *Cytherea*, *Chama*, *Anomya*, *Cardium*, *Tridacna*, *Cypraea*, *Pleurotoma*, *Turbo*, *Conus*, *Strombus* usw. Fauna sind ufernahe Gebilde, welche aus Nordrichtung mit einer Schichtendicke von 1200—1600 m. transgidierten.

Am Ende des *Pliocen* betraf das Gebiet eine neue Bergbildung, diese hat den Molasse aufgefaltet und die Ofiolit-decke auf dieselbe aufgeschuppt. Diese Ofiolite und ihre deckende Sedi-menthülle wurden stark auf- und untereinander aufgefaltet und wiederholen sich daher öfter. Die Deckenaufschiebung der Ofiolitmassen erfolgte im Norden, hauptsächlich in südöstlicher Richtung, die Hauptüberschiebungsrichtung war trotzdem eine Nordwestliche. Ost-Celebes ist das westliche Glied des die Inseln Neu-Guinea-Ceram-Misol-Buru-Sula-Timor durchziehenden Bogens alpinen Charakters, welches sich von hier in die Richtung der Philippinen wendet.

Die Korall Karang-kalksteine des *Quarter* haben sich auf dieses gefaltete, überschobene Fundament diskordant transgidiert. Diese haben eine bedeutende 2000—2300 m. Höhe ausmachende epirogene Erhöhung erlitten.

GESTEINBESCHREIBUNG.

Saussurit-Gabbro.

(Gestein Nr. 1.)

Fundort : Flussbett des Sungi, in der Nähe des Dorfes Ondolean, vom Rande eines grossen basischen Blockes. (Geröll.)

Dieser Gabbro ist ein hell-gründlichgraues, mittelkörniges Gestein, in welchem man nur zerstreut die Spaltungslamellen des grünen Diallag beobachten kann.

Unter dem Mikroskop erscheint das Gestein stark kataklastisch. Es ist grösstenteils schon umgestaltet und enthält nur mehr wenige Plagioklas und Diallagreste. Infolge der orogenetischen Wirkung wurde der Plagioklas saussuritisiert, aus dem Diallag entwickelte sich Amphibol.

An den Plagioklasresten sind eine Zonarstruktur und Zwillingslamellen zu beobachten. Die vorgenommenen Messungen ergeben, dass der Feldspatkern Labrador ist, welchen Andesinonen umgeben.

Symetrische Auslöschung der Zwillinge nach dem Albit-gesetze.

Schnitt senkrecht MP.

1.	{ im Kern	1 = 36.2°	1' = 35.7°	entspricht	72% An
	{ in der Hülle	1 = 24.5°	1' = 21.9°	»	42% An
2.		1 = 26.7°	1' = 27.4°	»	51% An

An Stelle der meist in Saussurit umgewandelten Plagioklase findet man eine verworrene, faserige Masse von Zoisit, Albit und Sericitlamellen. Der Diallag verwandelte sich infolge des Druckes in Uralit. In den Amphibolprismen sind die Diallagreste oft auffindbar. Die im Laufe der Umwandlung sich entwickelten Chlorit und Talk sind ebenfalls aufzufinden. Auf Grund des oben Gesagten können wir das an tektonischen Bewegungen teilgenommene und in grossem Masse kataklastische Gestein als *Saussurit-Gabbro* bezeichnen.

Olivingabbro.

(Gestein Nr. 2.)

Fundort : zwischen Tomira und Momo, aus einer auf Triassedimenten lagernden basischen Eruptivmasse.

Ist ein dunkelgraues, dichtes Gestein in welchem man mit freiem Auge Feldspat, hellgrünen Olivin und gründlichschwarzen Pyroxen erkennen kann.

Unter dem Mikroskop verrät das Gestein eine körnige Struktur. Die Gemengteile sind : Plagioklas, Olivin, Diallag, im Volumenverhältniss : 63 : 22 : 15 ; wenig Magnetit. Die isometrisch entwickelten, frischen, einschlusslosen Gemengteile sind häufig von Rissen durchsetzt. (Mikrophotographie Nr 2.)

Die grossen, tafeligen Einheiten des *Plagioklas* sind Zwillinge nach dem Albit und Karlsbader Gesetz, oft mit Zonarstruktur. Ihre Bestimmung erfolgte auf Grund folgenden Messungen.

Albitzwillinge. senkrecht MP:

$\alpha' : M = 38^\circ$	entspricht	75% An
$\alpha' : M = 37.9^\circ$	»	76% An
$\alpha' : M = 38.3^\circ$	»	76% An

Konjugierte symmetrische Auslöschung der Zwillinge nach dem Albit und Karlsbader Gesetze.

Im Kern			In der Hülle	
$\alpha' : M$	Ind. 1.	31.6°	Ind. 1.	31.5°
$\alpha' : M$	Ind. 2.	37°	Ind. 2.	36.2°
An-Gehalt		84%	81 % An	
$\alpha' : M$	Ind. 1.	31.7°		
$\alpha' : M$	Ind. 2.	36.1°		
An-Gehalt		82 %		

Der Plagioklas ist somit *Bytownit* mit 75—84% An.

Olivin. Die rundlichen, xenomorphen, zersprungenen Körner zeigen entlang der Sprünge beginnende Serpentinadern und man findet Erz, staubartig zerstreut oder in kleinen Körnern. An der Grenze des Feldspates und Olivins hat sich die »Kelyphit-Struktur« ständig entwickelt und aus derselben ist der Amphibol bestimmbar. Im Olivin sind Spinellkörnchen als Einschlüsse aufzufinden.

Diallag erscheint in xenomorphen Körnern, häufig mit Zwillingbildung nach (100). Die vorzügliche Spaltung nach den Prismen und die Absonderung nach (100) sind gut entwickelt. Im durchscheinenden Licht ist bei den graulichgrünen Lamellen kein Pleochroismus zu beobachten. Der optische Charakter ist positiv.

Auslöschung : $c : \gamma = 40.7^\circ$

Doppelbrechung : $\gamma - \alpha = 0.025$.

Dispersion : $\rho > \nu$. Entlang der Spalten ordnen sich dünne Blättchen von Ilmenitglimmer ein. Der Diallag enthält Magnetiteinschlüsse, der aber auch in grösseren, selbständigen Kristallen auftritt. An der Berührungsfläche des Feldspates mit den Magnetitkörnern finden wir kelyphitische Reaktionssäume.

Das Gestein wurde von Oberdirektor *Koloman Emszt* analysiert.

SiO ₂	47.51%	Projektionswerte :	
TiO ₂	0.62		
Al ₂ O ₃	21.35	si = 110	Si = 45.1
Fe ₂ O ₃	0.99	al = 29.2	U = 37.3
FeO	2.23	fm = 33.5	L = 17.4
MnO	0.22	c = 31.4	
MgO	7.82	alk = 5.9	an = 6.63
CaO	12.56	k = 0	ab = 3.36
Na ₂ O	2.56	mg = 0.80	or = 0
K ₂ O	Spur	c/fm = 0.91	ls = 0.74
H ₂ O ⁺ 110	2.21		fs = 0.38
H ₂ O [—] 110	0.71	$\xi = 35.1$	qs = — 0.12
C ₂ O	Spur	$\eta = 60.6$	
P ₂ O ₅	1.21	$\zeta = 37.4$	
BaO	0.11		
SrO	0.15		
100.25			

Spez. Gewicht : 2.827

Die chemische Zusammensetzung mit dem Niggli'schen Magmentypen vergleichend finden wir dass das Gestein in die Alkali-Kalkreihe (pazifische) Provinz gehört und an Alkalien sehr arm ist. Das Gestein zeigt Ähnlichkeit mit den Normalgabbroid-Norit und Ossipit-Gabbroidtypen der Niggli'schen Magmagruppen. Mit letzteren hält es engere Verwandtschaft, weicht von denselben nur durch den niederen alk- und den höheren mg-Wert in geringem Masse ab. Innerhalb dieser Magmagruppe ist die Übereinstimmung mit dem Ossipitgabbro Nr. 12. aus dem Bear Creek, Tuol Co Calif am grössten.

Die Abweichung des Gesteins vom Normalgabbroid-Norit Magmatypus ist schon bedeutender, der fm-Wert ist niedriger, die al- und c-Werte höher als beim Typ, der k-Wert ist gleich Null.

Es kann also bestimmt werden, dass Celebeser Gestein auf Grund seiner mineralogischen und chemischen Zusammensetzung ein an Feldspatreiches Olivingabbro ist, daher zu den leukokraten Olivingabbro, den Ossipiten gehört. Tröger¹⁾ bezeichnete den aus Waterwille-New-Hampshire vom Trypiramidberg stammenden Gabbro als typischen Ossipit, mit welchen unser Gestein gute Übereinstimmungen aufweist.

	Olivingabbro von Ost-Celebes (Nr 2.)	7. Typus des Ossipitgabbroiden Magmas	12. Ossipitgabbro-Beaver-Creek, Toul-California	5. Typus des Normalgabbroiden bis noritischen Magmas	Ossipit-Trypiramid-Berg New Hampshire (352)	IV. Gabbro-Mittel nach Becke
si	110	110	108	108	113	107
al	29.2	28.5	28	21	27.5	24
fm	33.5	34.5	33.5	52	34	42
c	31.4	28.5	32	21	29.5	27
alk	5.9	8.5	6.5	6	9	7
k	0	0.12	0.04	0.20	0.11	0.19
mg	0.80	0.60	0.66	0.55	0.52	0.60
c/fm	0.91	0.82	0.95	0.40	0.86	0.64
Schnitt	V.	V.	V.	III/V.	V.	V.
ξ	35.1	37	34.5	27	36.5	31
η	60.6	57	60	42	57	51
ζ	37.4	37	38.5	27	38.4	34
an	6.63	5.40	6.23	5.55	5.07	5.4
ab	3.36	4.04	3.59	3.55	4.39	3.6
or	—	0.55	0.15	0.88	0.54	0.8
ls	0.74	0.82	0.75	0.61	0.80	0.71
fs	0.38	0.39	0.41	0.53	0.40	0.48
qs	—0.12	—0.21	—0.16	—0.14	—0.20	—0.19

Im Konzentrationstetraeder (Fig. II.) liegt das Celebeser Gestein zwischen dem Punkte der Becke Gabro und Quarzdiorit Mittelwerten, in der Nähe des Niggli'schen Ossipitgabbros und des Tröger'schen Ossipits.

In der Kieselsäureprojektion (Fig. V.) weicht der Celebeser Olivingabbro infolge seines höheren Feldspatgehaltes vom Punkt der Gabbros in Richtung des Diorits ab.

¹⁾ Tröger, E.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine Berlin, 1935. S. 156—158.

Peridotit-Serpentin.

(Gestein Nr. 3.)

Fundort: Lemo-Lemo, zwischen Tangjon Rata und Ondolean, unweit der Meeresküste.

Ist ein schmutzig-braunes, schlecht schiefriges, in grosser Masse serpentinisiertes Gestein, in welchem schon mit freiem Auge hellbraune, nicht spaltbare und grünlichschwarze, gut spaltbare Mineralkörnchen zu beobachten sind.

Unter dem Mikroskop erweist sich dieses Gestein als ein verwandeltes. Aus den wenigen und winzigen Hypersthen und Olivinspuren kann man auf Peridotit schliessen; während seine Hauptmasse einen faserigen Chrysotil bildet und das Gestein bandartig umwebt. In diesem Gestein sind noch Chlorit, Talk, Amphibol, Magnetit und Ilmenit aufzufinden.

Die schuppenartigen Lamellen des *Chlorits* ordnen sich entweder in parallelen Reihen oder aber in Knoten ein. Im durchscheinenden Lichte ist er farblos. Die Lichtbrechung ist höher als jene des Chrysotils und des Canadabalsams. Optisch ist er zweiachsig, jedoch mit sehr kleinem Achsenwinkel. Der optische Charakter ist positiv.

Die farblosen, faserigen Lamellen des *Talks* werden durch eine niedrigere Lichtbrechung als die des Serpentin, jedoch aber durch eine höhere Doppelbrechung gekennzeichnet. Er ist optisch zweiachsig, mit einem kleinen Achsenwinkel. Der optische Charakter ist negativ. Wahrscheinlich entstand er durch Umwandlung aus dem Amphibol.

Die winzigen, gute Spaltung zeigenden Prismen des Amphibols werden oft von Serpentinadern durchzogen, welche im durchscheinenden Licht farblos sind. Die Auslöschung beträgt auf der (OIO) Fläche annähernd 16° . Der optische Charakter ist negativ. Dispersion: $\rho > \nu$.

Auf Grund der dargelegten mineralogischen Zusammensetzung kann das Gestein als *Peridotit-Serpentin* angesprochen werden.

Serpentinisierter-Lherzolith.

(Gestein Nr. 4.)

Fundort: Das Ufer des Flusses Pangkanoenoe, wo das Handstück einem Felsen, welcher ca. 100 m vom benachbarten Juragebilde entfernt liegt, entnommen wurde.

Ist ein grünbraunes, geflecktes, zermürbtes Gestein, welches hauptsächlich aus Olivin besteht, dazwischen sind die faserigen Absonderungsflächen des grünfärbigen Pyroxen zu erkennen.

Unter dem Mikroskop wird es sichtbar, dass das Gestein von Serpentinadern durchsetzt ist, an manchen Stellen sogar vollständig aus Serpentin besteht, während von den Gemengteilen des ursprünglich kristallinisch-körnigen Gesteins nur Olivin, Bronzit, wenig monoklines Pyroxen, Magnetit und sekundär entwickelter Amphibol aufzufinden sind.

Der Hauptgemengteil ist *Olivin* dessen Kristallreste von Serpentinadern durchsetzt sind und durch Farblosigkeit, grossen optischen Achsenwinkel und positiven Charakter gekennzeichnet werden.

Die kurzen, prismatischen, jedoch xenomorphen Kristalle des *Bronzits* werden durch gute Spaltbarkeit und gerade Auslöschung gekennzeichnet. Optischer Charakter ist positiv. Dispersion: $\rho > \nu$. Der optische Achsenwinkel ist gross, annähernd 90° . Die Serpentinisierung erfolgte entlang der Spaltrichtungen; oft verwandelte sich der ganze Kristall zu Bastit.

Der *Amphibol* erscheint in diesem Gestein nur fleckenartig. Seine im durchscheinenden Licht farblosen Kristalle sind mit Magnetitkörnchen vollgestreut. Es ist anzunehmen, dass er sich aus rhombischen Pyroxen, unter Einwirkung einer Regionalmetamorphose entwickelte,

dieser Zusammenhang konnte aber infolge der starken Serpentinisierung nicht nachgewiesen werden.

Um die stellenweise zusammenhängenden Serpentinflecken verdichten sich im Gestein Amphibolprismen.

Der *Serpentin* ist farblos, ist faserig, manchmal prismatisch ausgebildet. Er wird durch gute Spaltbarkeit, gerade Auslöschung, höhere Lichtbrechung, als beim Canadabalsam und niedrige braunlichgraue Interferenzfarbe gekennzeichnet. Der optische Charakter ist positiv. $2V_a$ sehr klein, erscheint fast einachsigt. Alle diese Eigenschaften lassen auf *Chrysolit* schliessen.

Das Gestein kann auf Grund der dargelegten mineralogischen Zusammensetzung als *ein der Peridotitgruppe zugehöriger Lherzolith* bestimmt werden, welcher durch Einwirkung von bergbildenden Kräften serpentinisiert wurde.

Harzburgit.

(Gestein Nr. 5.)

Fundort: Lemo-Lemo, zwischen Tangjon Rata und Ondolean.

Es ist ein dunkelbraunes, grobkörniges, geflecktes, zermürbtes Gestein. Unter den Gemengteilen desselben sind grosse rostbraune Olivinkörner, oft von 1 cm Durchmesser, dann die Spaltlamellen des grünfärbigen Pyroxens zu erkennen.

Unter dem Mikroskop zeigt sich das Gestein von kristallinisch-körniger Struktur. Seine Gemengteile zeigen eine stark kataklastische Struktur und wellige Auslöschung, sind dicht mit Serpentinadern durchsetzt. Gemengteile sind: Olivin, Hypersthen, Magnetit, Ilmenitglimmer, Apatit und sekundär entwickelter Amphibol.

Der *Olivin* bildet grosse, xenomorphe von Serpentinadern durchsetzte Körner. Er wird durch negativen Charakter und grossen optischen Achsenwinkel gekennzeichnet.

Hypersthen kommt im grossen, öfters fädigen prismatischen Kristallen vor, welche stark kataklastisch sind und oft in den faserigen Serpentin übergehen. Diese sind im durchscheinenden Licht farblos, werden durch grossen optischen Achsenwinkel, negativen Charakter und die $\rho > v$ Dispersion gekennzeichnet. Der, aus der Umwandlung des Hypersthen entwickelte, faserige Serpentin verdichtete sich meistens zu Häufchen. Seine im durchscheinenden Licht farblosen Lamellen zeigen eine etwa höhere Lichtbrechung als Canadabalsam und niedrige Doppelbrechung.

Der *Amphibol* entwickelte sich infolge Uralitisierung des Pyroxen. Im Innern ist der Pyroxenkern meist aufzufinden. Beide zeigen eine stark kataklastische Struktur.

Auf Grund der mineralogischen Zusammensetzung: Olivin, Hypersthen, ist das Gestein ein *Harzburgit*, welches einen Übergang zu den Amphibol-Peridotit bildet.

Dynamometamorpher Gabbro.

(Gestein Nr. 6—8.)

Fundort: Das Fussbett des Boba, von der Grenze des Jura (Thiton) Kalksteins.

Ist ein hellgrünes, feinkörniges Gestein. Eines der gesammelten Stücke verrät ein deziert gepresstes Aussehen. Schon mit freiem Auge können wir im Gestein die Spaltungsprismen eines graugrünfärbigen Minerals (Amphibol) erkennen. Die fahle Farbe des Minerals, die verwischten Spaltflächen bezeugen, dass das harte Gestein nicht mehr ganz frisch ist.

Unter dem Mikroskop erkennen wir als Hauptgemengteile : Amphibol und Zoisit ; als Nebengemengteile : Serizit, Quarz, Calcit, Apatit und wenig Plagioklas. Die Struktur des Gesteins erinnert an jene der Kontaktgesteine. Von den Hauptgemengteilen hat sich der Amphibol überwiegend entwickelt.

Amphibol. Die xenomorphen, an den Enden ausgefranst Prismen desselben haben nicht nur kataklastische Struktur, sondern fallen in dünne Lamellen, sogar zu Fasern auseinander, welche oft durcheinander gewachsene Haufen bilden. Der Amphibol ist im durchscheinenden Licht farblos. Die Auslöschung an der (010) Fläche ist :

$$c : \gamma = 15.50^\circ$$

(Aus vier Schnitten ermittelter Mittelwert.)

Doppelbrechung : $\gamma - \alpha = 0.0231$.

($I = 0.455 \mu$, $d = 19.6 \mu$)

Optischer Charakter negativ. Dispersion : $\rho > \nu$ Optischer Achsenwinkel sehr gross, nahezu 90° .

Den Raum zwischen den Amphibolen füllen trübe, oft undurchsichtige Mineralknoten aus, in welchen Zoisitprismen, Serizitfasern und Quarzkörner zu erkennen sind. (Mikrophotographie Nr. 3).

Der *Zoisit* bildet die Hauptmasse dieser Mineralknoten. Seine langen, gebogenen, zersprungenen Prismen haben sich entweder zu Knoten oder zu garbenähnlichen Büscheln verdichtet. Er ist im durchscheinenden Licht farblos, aber infolge der darin befindlichen zahllosen Mikrolite ständige getrübt. Der Zoisit wird durch niedrige Interferenzfarbe, niedrigere Lichtbrechung als der Amphibol, positiven Charakter und kleinen optischen Achsenwinkel gekennzeichnet.

Die welligen, faserigen Lamellen des *Serizits*, welche im durchscheinenden Licht farblos erscheinen, zeigen eine niedrigere Lichtbrechung als der Amphibol und eine hohe Interferenzfarbe.

Die im Gestein auffindbaren wenigen *Plagioklaskörnchen* zeigen höhere Lichtbrechung als Canadabalsam, sind optisch negativ und gehören der basischen Reihe an.

Zerstreut sind im Gestein auch einige *Quarzkörnchen* aufzufinden. In dem Amphibol erscheint als Einschluss auch der *Calcit*.

Das Gestein kann infolge seiner mineralogischen Zusammensetzung und kataklastischen Struktur ein metamorphes Gestein sein, dessen sämtliche Gemengteile sekundär entwickelt sind. Der Amphibol entwickelte sich wahrscheinlich aus dem einstigen Pyroxen, während der Zoisit sich durch Umwandlung des Plagioklas entwickelte. Diese Annahme wird durch die im Gestein auffindbaren wenigen Plagioklaskörnchen auch bestätigt. Das Ursprungsgestein scheint Gabbro zu sein, was durch die chemische Zusammensetzung auch bestätigt wird.

Die gesammelten Gesteine stammen aus der mit dem jura-(Tithon) Kalkstein sich berührenden Masse, also aus dem Kontakt. Loczy's Auffassung nach wurden diese basisch eruptiven Massen mit den jura-Kalken zusammen herausgepresst, daher ist der Grund der Metamorphose hauptsächlich die Bewegung. Auf Grund der mineralogischen Zusammensetzung ist es nicht möglich für das Gestein einen passenden Namen zu finden ; unter Zuhilfenahme der chemischen Zusammensetzung und unter Berücksichtigung der geologischen Verhältnisse können wir aber festsetzen, dass das ursprüngliche Gestein eine Gabbro-Art war, darum nenne ich das Gestein dinamometamorphen Gabbro.

Die chemische Analyse ergab folgende Daten :

SiO ₂	45.12%
TiO ₂	0.61
Al ₂ O ₃	14.12
Fe ₂ O ₃	3.70
FeO	2.91
MnO	0.85
MgO	11.62
CaO	11.72
Na ₂ O	2.71
K ₂ O	Spur
H ₂ O+ ¹¹⁰	3.46
H ₂ O— ¹¹⁰	0.71
CO ₂	0.35
P ₂ O ₅	1.95
BaO	0.14
SrO	0.25
CrO	0.19

100.41

Projektionswerte :

al =	18	Si =	44.1
fm =	49.4	U =	38.5
c =	27.1	L =	17.2
alk =	5.5		
si =	95	an =	5.27
k =	0	ab =	4.74
mg =	0.74	or =	0
ti =	0.97	ls =	0.54
p =	1.75	fs =	0.69
c/fm =	0.54	qs =	—0.28
qz =	—26.4		
Schnitt =	IV.		
ξ =	23.5		
η =	45.1		
ζ =	32.6		

Analytiker : Koloman Emszt

Spez., Gewicht : 2.896.

Zum Vergleich stelle ich in der folgenden Tabelle jene Magmatypen dar, mit welchen das Celebeser Gestein verwandte Züge aufweist. Zwei Gruppen der Niggli'schen Magmatypen : die Pyroxenit-Hornblendit-Gabbroid und die Hornblendit Magmagruppen kommen in Betracht.

	Dynamometamorf-Gabbro von Ost-Celebes (Nr. 6—8)	6	11	1
		Typus des pyroxenit-hornblendit gabbroiden-Magmas	Typus des hornblenditischen Magmas	Gabbro-Mittel nach Rosenbusch-Osann
si	95	100	80	106
al	18	23.5	15	24.5
fm	49.4	40.5	60	42.7
c	27.1	31.5	20	26.4
alk	5.5	4.5	5	6.4
k	—	0.16	0.25	0.16
mg	0.74	0.75	0.65	0.53
c/fm	0.54	0.78	0.33	0.61
Schnitt	IV.	V.	III.	IV.
ξ	23.5	28	20	30.9
η	45.1	55	35	50.9
ζ	32.6	36	25	32.8
an	5.27	6.78	5	5.85
ab	4.72	2.70	3.75	3.47
or	—	0.51	1.25	0.66
ls	0.54	0.65	0.63	0.70
fs	0.69	0.53	0.87	0.48
qs	—0.28	—0.18	—0.50	—0.18

Die durch *Rosenbusch*¹ aus Zusammensetzung von 20 verschiedenen Gabbro Abarten errechneten Projektionswerte teile ich mit. Es kann behauptet werden, dass das Celebeser Gestein infolge seiner chemischer Zusammensetzung entschieden als ein Gabbro angesehen werden kann.

Die Projektionswerte stimmen sowohl mit dem Niggli'schen. Pyroxenit-Hornblendit Gabbroid Typ, wie auch mit der Rosenbusch'schen Gabbromitte gut überein. Ein bedeutender Unterschied zwischen beiden Gruppen ist in den niedrigen al- und höheren fm-Werten zu finden. Gegenüber der Hornblendit Gruppe sind grössere Unterschiede bezüglich der chemischen Zusammensetzung vorhanden.

Die Übereinstimmung in der chemischen Zusammensetzung des Gesteins mit dem Gabbros zeigt besonders gut die *Si-U-L Dreieck-Projektion* (Fig. IV.) in derselben liegt der Projektionspunkt des Celebeser Gesteins neben der Gabbromitte.

Die *si-Projektion* (Fig. V.) zeigt den Zusammenhang und den Unterschied zwischen dem Celebeser Gestein und den erwähnten Magmatypen noch besser. Das an Kieselsäure ärmere Celebeser Gestein verschiebt sich sowohl von der Pyroxenit-Hornblendit Gabbrogruppe, als auch von der Rosenbusch'schen Gabbromitte in der Richtung des 0 (Olivin) Punktes der Projektion. Die Verwandtschaft mit den Hornblendit-Typ infolge seines hohen Amphibolgehaltes zeigt sich hier schon entschieden. Der Projektionspunkt des Types verschiebt sich darüber hinaus, in der Richtung der Nephelin-Spitze.

Die *Tetrad-Projektion* (Fig. II.) bestätigt in allem das bisher Bestimmte. Das Celebeser Gestein liegt zwar in der Nähe der Punkte der oben erwähnten Typen, hat sich aber infolge seiner niederen al- und höheren fm-Werte in der Richtung des Hornblendittyps verschoben. Die chemische Zusammensetzung bringt also den Gabbrocharakter des Gesteins noch mehr zum Ausdruck.

Mylonitisierter Gabbro

(Gestein Nr. 7, 40)

Fundort: Lemo-Lemo, zwischen Ondolean und Tangjon-Rata an der Seeküste liegende Teil. Das Gestein bildet im Jura (Tithon) Kalkstein eine dyke-artige Einlagerung.

Wir haben hier ein hellfärbiges, in seiner Hauptmasse fast weisses Gestein, in dessen einfärbig graulichweisser, matter Masse hellgrüne verwaschene Flecke und in deren Mitte die Spaltflächen des ursprünglichen Minerals zu entdecken sind.

Unter dem Mikroskop finden wir, dass die Gemengteile: Zoisit, Diallagreste, Serpentin, Chlorit, Talk und Magnetit sind. Die mineralogische Zusammensetzung und auch die Struktur lassen auf ein Metamorphgestein schliessen. Die Gemengteile sind, — den Diallag ausgenommen, — sekundärer Entstehung. Die erwähnten Mineralien aus der regellosen, ineinander verwobenen, verworrenen, meist undurchsichtigen Masse herauszuschälen und die Eigenschaften der einzelnen Gemengteile zu bestimmen, ist eine recht schwere, oft ganz undurchführbare Aufgabe. Das ursprüngliche Gestein könnte Gabbro sein, aus dessen Feldspat sich Zoisit, aus dessen Diallag sich aber Serpentin und Chlorit gebildet haben. Von Olivin können im Gestein keine Reste entdeckt werden, wahrscheinlich ist er in demselben überhaupt nicht enthalten, weil die Eigenschaften des Serpentin keine solche sind, als wenn sich dasselbe aus Olivin entwickelt hätte. Die Serpentin- und die Chloritflecke sind, — entgegen dem Zoisit, — immer scharf abgegrenzt und von geringerer Menge. Demgegenüber sind die Serpentin- und Chloritflecke ineinander verwaschen. Der Diallag bildet scheinbar einen Übergang des Chlorits zum Serpentin. Aus der Grösse der Gemengteile können wir darauf schliessen, dass das ursprüngliche Gestein grobkörnig sein konnte. (Mikrophotographie Nr. 4.)

¹; *Rosenbusch—Osann*: Elemente der Gesteinslehre. 1923. S. 206.

Der *Zoisit* ist in kleinen, xenomorphen Körnern oder prismatischer Kristallen aufzufinden, diese erreichen oft die Länge von 0.2 mm und die Breite von 0.06 mm. An den im durchscheinenden Licht farblosen Lamellen, kann die Spaltbarkeit nicht immer beobachtet werden. Sie werden durch eine gerade Auslöschung, eine normale, bläulichbraune Interferenzfarbe gekennzeichnet. Der optische Charakter ist positiv. Die Dispersion ist stark und $\rho > \nu$. Der optische Achsenwinkel ist sehr klein. Der *Zoisit* ist nie rein, winzige Mikrolite verursachen oft eine völlige Undurchsichtigkeit.

Die xenomorphen, prismatischen Lamellen des *Diallagns* sind, trotzdem sie eine Grösse von 1.3—1.7 mm erreichen, doch nur Überbleibsel der einstigen grösseren Kristalle. Sie sind nicht scharf begrenzt und übergehen stufenweise in das Verwitterungsprodukt, den Chlorit und Serpentin. An den frischen Diallagspuren ist eine vorzügliche Spaltbarkeit und die Absonderung nach (100) sehr gut zu beobachten. In den Spaltrichtungen findet man die Lamellen des Ilmenitglimmers als Einschlüsse. Der optische Charakter ist positiv. Dispersion $\rho > \nu$ Optischer Achsenwinkel ca. 60—65°.

Der *Serpentin* durchzieht in Form von Bändern das Gestein. Die, die Bänder aufbauenden Fasern haben in der Längsrichtung γ . Die Lichtbrechung ist höher als beim Canadabalsam.

Die kleinen Lamellen oder faserigen Häufchen des *Chlorits* erscheinen zusammen mit dem Serpentin, unterscheiden sich aber vom letzteren durch eine höhere Lichtbrechung und eine abweichende Interferenzfarbe. Der optischer Charakter ist positiv. Die Umwandlung aus dem Diallag kann beobachtet werden.

Die kleinen xenomorphen Plättchen oder Fetzen des *Talks* sind meist in Gesellschaft des *Zoisit* aufzufinden. Er ist farblos, durch Einschlüsse verunreinigt. Wird durch hohe Interferenzfarbe, kleinen optischen Achsenwinkel und negativen Charakter gekennzeichnet.

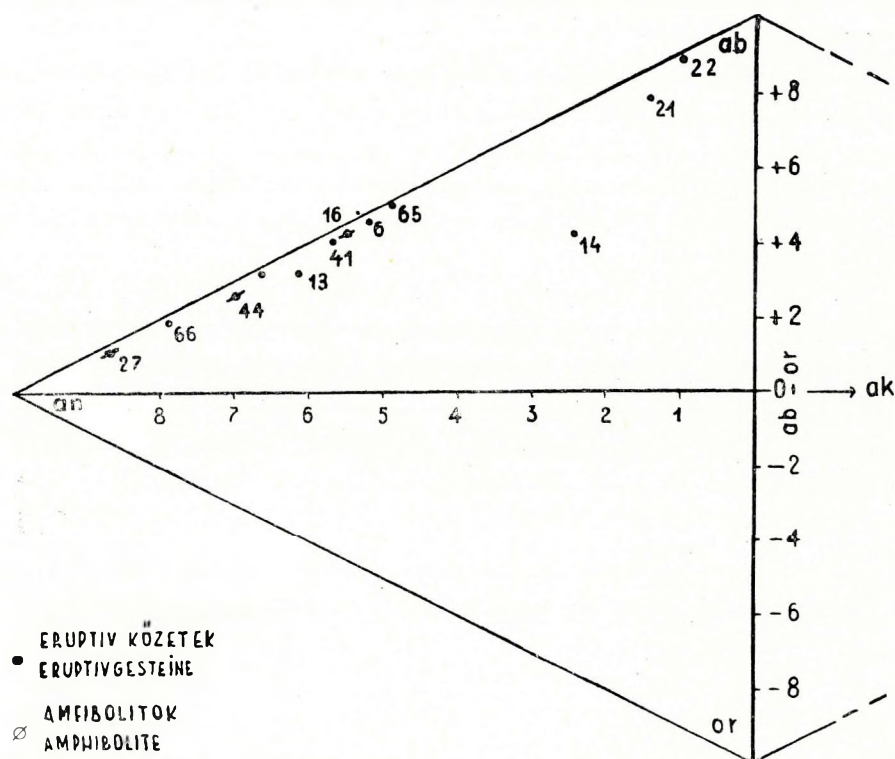
Magnetit erscheint nur im Diallag.

Das Gestein wurde von Oberdirektor Koloman Emszt mit dem nachfolgenden Ergebniss analysiert :

SiO ₂	50.09%	Projektionswerte :	
TiO ₂	0.15		
Al ₂ O ₃	18.83	al = 26	$\xi = 26$
Fe ₂ O ₃	1.25	fm = 47	$\eta = 53$
FeO	2.72	c = 27	$\zeta = 27$
MnO	1.02	alk = 0	
CrO	0.09	si = 117	Si = 48.6
MgO	10.68	k = 0	U = 40.6
CaO	10.38	mg = 0.79	L = 10.7
Na ₂ O	Spur	fi = 0.26	
K ₂ O	Spur	p = 1.25	
H ₂ O ⁺¹¹⁰	1.95	h = 15.2	
H ₂ O ⁻¹¹⁰	0.95	qz = +17.3	
P ₂ O ₅	1.27	c, fm = 0.57	
CO ₂	0.10		
BaO	0.23		
SrO	0.39		
<hr/>			
100.10			

Spez. Gewicht : 3.081.

Die chemische Zusammensetzung deutet auf eine Gabbromagma; dies wird durch die Diallagreste auch bestätigt. Der ursprüngliche Gabbro hat sich umgewandelt. Aus der Lagerung des Gesteins, — nach den Beobachtungen Lóczy's, bildet es im Jurakalkstein eine dyke-artige Einlagerung, — könnten wir daraus schliessen, dass es eine Metamorphose durchgemacht hat, so könnte es ein metamorph-Gabbro sein. Da sich aber nach einer Kontaktmetamorphose irgendein Mineral sich hätte entwickeln müssen, jedoch solches nicht vorhanden ist, daher hat keine Metamorphose stattgefunden. In diesem Gestein sind sämtliche Bestandteile zerfallen, nur die Diallagreste sind ursprünglich. Es erscheint daher wahrscheinlicher, dass das Gestein an gewaltigen tektonischen Bewegungen teilnahm, inzwischen mylonitisiert wurde und aus demselben gewisse Bestandteile, so z. B. Alkalien gänzlich entfernt wurden. Dies ist der Grund dafür, dass zwischen dem mineralogischen und dem chemischen Aufbau des Gesteins Widersprüche bestehen, So ergeben die aus der Analyse errechneten Projektionswerte die Zahl $qz = +17.3$ bei den nor-



III. ábra. Földpátprojekció. — Fig. III. Feldspatprojektion.

malen Gabbromagmen hingegen ist diese Zahl immer negativ. Quarz ist im Gestein nicht vorhanden der positive qz -Wert gibt der Mangel an Alkalien.

Die aus dem chemischen Analysen errechneten Projektionswerte teile ich mit, diese haben aber, wie wir es bei der qz -Zahl sahen, keinen positiven Wert.

Aus der chemischen Analyse und einzelnen Projektionswerten können wir jedoch konstatieren, dass das ursprüngliche Gestein eine Gabbro Zusammensetzung hatte und wahrscheinlich zur normalen Gabbroid-Norit Magmagruppe gehörte. Den Ursprung des Gesteins, resp. dessen Auslaugung und das Verschwinden der lösaren Bestandteile zeigt die Becke'sche *Si-U-L Dreieck-Projektion* (Fig. IV.) wo der Analysenpunkt des Gesteins eben infolge seines niedrigen L-Wertes schon aus den Eruptivfeld herausfällt und schon zwischen den sedimentären Gesteinen seinen

Platz einnimmt. Einen ähnlichen Auslaugungsprozess machte von den untersuchten Celebeser Gesteinen der Nr. 28. Quarzporfirit und der Nr. 21. Granit durch.

Auf Grund der Darlegungen können wir *dieses Gestein Gabbro-Mylonit, oder Mylonitisierter-Gabbro* nennen.

Diallagit.

(Gestein Nr. 9.)

Fundort : Flussbett des Sungi-Menandos.

Dies ist ein dunkelgrünes, grobkörniges vollkommen frisches Gestein, in welchem die oft zentimetergrossen Kristalle des Diallags und Olivinkörner sitzen ; stellenweise ist Chalkoprit im Gestein zu entdecken.

Unter dem Mikroskop beobachtet, erscheint seine Struktur kristallinisch-körnig, die Hauptmasse des Gesteins bildet der Diallag, im Verhältniss zu diesem ist der Olivin an Menge gering. Ausser diesen Mineralien sind einige Körnchen Hypersthen, dann zerstreute Serpentinflecke, Spinell, Ilmenit und Magnetit im Gestein zu entdecken. (Mikrophotographie Nr. 5.)

Der *Diallag* bildet oft zentimetergrosse Körner, die im durchscheinenden Licht farblos sind; nur stellenweise ziegen sie eine blassgraulichgrüne Schattierung. Gute Spaltbarkeit nach dem Prisma und eine Zonarstruktur sind gut zu beobachten.

Auslöschung $c : \gamma = 38.8^\circ$.

(Aus 5 Schnitten ermittelter Mittelwert.)

In einem auf $\alpha \perp$ Schnitt habe ich die Doppelbrechung :

$$\gamma - \beta = 0.019$$

gemessen. Der optische Achsenwinkel beträgt annähernd 60° . Optischer Charakter ist positiv. Die Dispersion um die A-Achse schwach und $\rho > \nu$. Als Einschlüsse enthält es Magnetit und opaken Ilmenit, welcher sich in Ilmenitglimmer umwandelte. Im Diallag ist eine, entlang der Spalten beginnende Serpentinisierung zu beobachten.

Olivin kommt in Gestein zu Knoten verdichtet vor. Die farblosen, einschlusslosen Kristalle derselben werden von Serpentinadern durchzogen.

Das Gestein wurde von Koloman Emszt analysiert und ergab folgende Werte :

SiO ₂	50.85%
TiO ₂	0.22
Al ₂ O ₃	0.99
Fe ₂ O ₃	0.71
FeO	4.21
MnO	0.41
CrO	1.10
MgO	19.83
CaO	17.48
Na ₂ O	0.65
K ₂ O	Spur
H ₂ O+ ¹¹⁰	1.70
H ₂ O— ¹¹⁰	0.41
P ₂ O ₅	0.95
CO ₂	0.36

99.87%

Projektionswerte :

al = 1.9	Si = 47.9
fm = 62.5	U = 33.1
c = 34.4	L = 18.8
alk = 1.2	
si = 93.2	ls = 0.09
k = 0	fs = 1.03
mg = 0.54	qs = -0.12
ti = 0.29	
p = 0.74	
c'fm = 0.55	
$\xi = 31$	
$\eta = 36.3$	
$\zeta = 35.6$	

Spez. Gewicht : 3.201.

Das Gestein gehört auf Grund seiner chemischen Zusammensetzung in die Gruppe der Niggli'schen ultrafemischen Magmen. Beim Vergleich können zwei Magmagruppen in Betracht gezogen werden: die Pyroxenit und die Koswit-Typen. Die Projektionswerte dieser Magmen und die Rosenbusch'sche Pyroxenitmitte habe ich darunter tabellarisch zusammengefasst und auch die prozentuale Zusammensetzung des Letzteren mitgeteilt.

Aus dem Vergleich ergibt sich, dass das Celebeser Gestein infolge seines höheren si-Wertes eher zur Pyroxenit Magmagruppe gehört, obwohl ihre al- und c-Werte eher mit jenen der Koswit-Type übereinstimmen. Eine gute Übereinstimmung zeigt das Celebeser Gestein auch mit der Rosenbusch'schen Pyroxenitmitte, nur die etwas höheren si- und niedrigeren al-Werte zeigen einigen Unterschied. Ein bedeutender Unterschied zeigt sich aber beiden Magmatypen gegenüber durch das Fehlen des k-Wertes.

Das Celebeser Gestein kann daher sowohl seiner mineralogischen als auch chemischen Zusammensetzung nach, zur Gruppe der Pyroxenite gerechnet werden und ist ein Oliviarmer-Diallagit.

Im Konzentrationstetraeder (Fig. II.) zeigt das Celebeser Gestein gegenüber dem Niggli'schen Typen und der Pyroxenitmitte infolge seines niedrigeren ξ (=alk+al) Wertes eine Abweichung.

In der si-Projektion (Fig. V.) können wir seine Gehörigkeit zu den an kalkreichen Pyroxeniten beobachten. Die Pyroxenite gruppieren sich um den f-Punkt der Projektion, während das Celebeser Gestein infolge seines niederen Olivinegehaltes der f-o Linie entlang sich gegen den 0-Punkte der Projektion verzog. Die Punkte der Koswit-type nehmen samt den Mitgliedern der Peridotit-Magmatypen näher zur 0-Spitze ihre Plätze ein.

	Diallagit von Ost-Celebes (Nr. 9.)	9. Typus des pyroxenitischen Magmas	10. Typus des koschwitischen Magmas	3. Pyroxenit-Mittel nach Rosenbusch- Osann
si	93.2	95	65	84.4
al	1.9	7	2.5	5
fm	62.5	62	64.5	65.5
c	34.4	29	32.5	28.3
alk	1.2	2	0.5	1.03
k	—	0.20	0.30	0.16
mg	0.54	0.75	0.70	0.72
c/fm	0.55	0.47	0.50	0.43
Schnitt	IV.	IV.	IV.	IV.
ξ	3.1	9	3	6
η	36.3	36	35	33.3
ξ	35.6	31	33	29.3
ls	0.09	0.23	0.10	0.16
fs	1.03	0.90	1.46	1.07
qs	—0.12	—0.13	—0.56	—0.23

Harzburgit.

(Gestein Nr. 10—19.)

Fundort : Tandjong Api, vom Ufer des Tomini Golfes. Diesem Gestein entströmt Erdgas. Die eingesammelten Handstücke stammen aus dem Felsen des Gaskraters und bilden an demselben stellenweise eine helle rosenfarbene Rinde.

Ist ein grünbraunes, äusserlich an den Serpentin erinnerndes Gestein, in welchem nur Olivin zu erkennen ist.

Das Gestein zeigt unter dem Mikroskop eine von Serpentinadern reich durchzogene, kristallinisch-körnige Struktur. Die Gemengteile sind : Olivin und Hypersthen, wenig Bronzit, monoklin Augit, Erz, Pikotit und Ilmenitglimmer.

Den Hauptgemengteil bildet der *Olivin*, welcher annähernd 75 Vol. % ausmacht. Die xenomorphen Körner desselben werden von Serpentinadern durchwoben. Der frische Olivinrest ist im durchscheinenden Licht farblos und wird durch annähernd 90°-igen optischen Achsenwinkel und negativen Charakter gekennzeichnet.

Die bedeutend weniger xenomorphen Körner des *Hypersthen* haben sich entlang der Spalt-richtungen serpentinisiert. Sind im durchscheinenden Licht ebenfalls farblos, einschliesslos und werden durch grossen optischen Achsenwinkel und negativen Charakter gekennzeichnet.

Der *Magnetit* bildet im Serpentin Adern, der *Picotit* im Olivin Einschlüsse.

Das Gestein ist auf Grund der mineralogischen Zusammensetzung ein Harzburgit.

Serpentin.

(Gestein Nr. 11.)

Fundort : Pongara Gebirge, Nordseite aus dem Flussbett des Menjoe, aus Stock.

Ist ein dunkel graulichgrünes, dichtes Gestein. Die Gemengteile sind : Serpentin, Talk, Chlorit Magnetit und verhältnismässig viel Amphibolreste. Es hat eine typische Gitterstruktur.

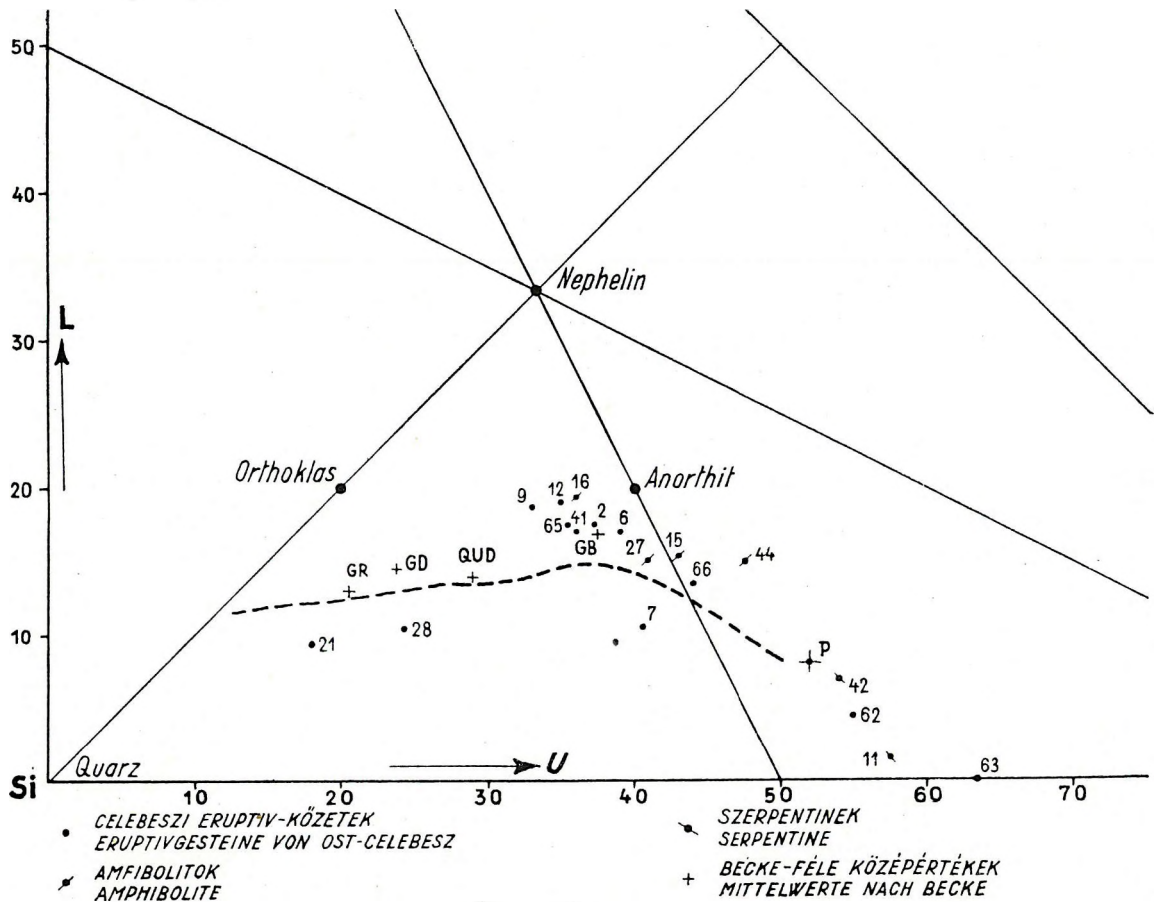
Das Gestein besteht in der Hauptmasse aus Serpentin, welches hauptsächlich *Antigorit* ist ; der fasige *Chrysotil* zeigt sich nur in Flecken. Der *Antigorit* bildet nur selten selbständig prismatische Lamellen, meist hat er eine fadenartige Entwicklung, die Faden sind höchstens 0.01 mm lang und erscheinen in Form von Garben. An den Lamellen kann gute Spaltbarkeit und gerade Auslöschung beobachtet werden, mit γ Schwingungen entlang der Längsachsen. Im durchscheinenden Licht erscheint er farblos und zeigt eine bläulichgraue Interferenzfarbe. Ist optisch zweiaxsig, aber mit sehr kleinem Achsenwinkel. Der optische Charakter ist negativ.

Der faserige *Chrysotil* zeigt im durchscheinenden Licht blasse, gelblichgrüne Farbe. Die Fasern ordnen sich rechteckig zu den Serpentinadern an und stellen ein bandartiges Gebilde dar. Die Lichtbrechung der Chrysotilfasern ist etwas kleiner wie jene des *Antigorits*, in der Längsrichtung der Fasern schwingt α .

Zerstreut in der Serpentinmasse sind viele kleine teilweise schon verwandelte, farblose *Amphibol*-Lamellen aufzufinden. Diese werden durch grossen optischen Achsenwinkel, negativen Charakter und eine $\rho > \nu$ Dispersion gekennzeichnet. Entlang der Spaltrichtungen ist eine beginnende Serpentinisierung zu beobachten.

Die winzigen Lamellen des *Talks* sind entweder einzeln zerstreut oder zu Gruppen verdichtet im Gestein aufzufinden. Die vielen Amphibolreste lassen darauf schliessen, dass er aus der Umwandlung desselben entstanden ist. Der Talk, dessen im durchscheinenden Licht farblos

erscheinende Lamellen gute Spaltbarkeit und eine Gerade Auslöschung verraten, haben eine niedrigere Lichtbrechung als der Serpentin, aber eine höhere Interferenzfarbe. Er ist optisch zweiachsig, aber mit kleinem Achsenwinkel. Der optische Charakter ist negativ.



IV. ábra. Si-U-L háromszögprojekció. — Fig. IV. Si-U-L Dreieckprojektion.

Die kleineren Körner und isomorphen Kristalle des *Magnetits* verdichten sich meist zu Häufchen, es gibt aber auch selbständige 0.5—0.3 mm grosse Kristalle.

Die Menge an *Chlorit* ist im Gestein sehr gering. Die farblosen Lamellen desselben haben normale Interferenzfarbe, höhere Lichtbrechung als der Serpentin. Sind optisch einachsig und haben negativen Charakter.

Das Gestein hat Koloman Emszt analysiert.

SiO ₂	41.84%
TiO ₂	0.31
Al ₂ O ₃	4.51
Fe ₂ O ₃	4.42
FeO	3.28
MnO	0.47
MgO	32.22
CaO	1.38
Na ₂ O	0.20
K ₂ O	Spur
H ₂ O ⁺¹¹⁰	8.31
H ₂ O ⁻¹¹⁰	0.88
CO ₂	0.32
P ₂ O ₅	1.28
BaO	Spur
CrO	0.72
SrO	Spur

100.14%

Projektionswerte :

al = 4.7	Si = 40.4
fm = 92.5	U = 57.7
c = 2.5	L = 1.7
alk = 0.32	
si = 71	ls = 0.15
k = 0	fs = 1.27
mg = 0.87	qs = -0.42
ti = 0.39	ξ = 5.02
p = 0.91	η = 7.2
h = 1.73	ζ = 2.8
qz = -30.2	
c/fm = 0.02	

Spez. Gewicht : 2.708.

Es kann festgestellt werden, dass das Gestein seiner mineralogischen und chemischen Zusammensetzung nach zur Gruppe der Serpentine gehört und als *Antigorit-Serpentin* angesprochen werden kann. Nachdem auch das im Gestein auffindbare Amphibol ein sekundäres Gebilde ist, ist es auf Grund der mineralogischen Zusammensetzung nicht möglich Schlüsse auf das ursprüngliche Gestein zu ziehen.

	Serpentin von Ost-Celebes (Nr. 11.)	14.	V.
		Typus des peridotiti- schen Magmas	Peridotit-Mittel nach Becke
si	71	60	70
al	4.7	5	5
fm	92.5	90	82
c	2.5	4	11
alk	0.32	1	2
k	0	?	0
mg	0.87	0.90	0.84
c/fm	0.02	1	0.13
Schnitt	I.	I.	II.
ξ	5.02	6	7
η	7.2	9	16
ζ	2.8	5	13
ls	0.15	0.23	0.25
fs	1.27	1.50	1.28
qs	-0.42	-0.73	-0.54

Die Projektionswerte des Gesteins zeigen mit der an Calcium-armen Pyroxenit-Peridotit Magmagruppe der Niggli'schen Magmatypen eine gute Übereinstimmung. Innerhalb dieser Doppelgruppe stellen ihre niederen si- und sehr hohen fm- mg-Werte das Gestein in die Reihe der Peridotite.

Die obige Behauptung wird durch den *Konzentrations-Tetraeder* (Fig. II.), in welchem die Punkte des Celebeser Gesteins und der Magmatype nebeneinander liegen, verstärkt. Beide verschieben sich vom Projektionspunkt der Becke'schen Peridotitmitte ein wenig in Richtung der fm-Spitze, was sich aus ihrem höheren fm-Wert ergibt.

Der Zusammenhang des Celebeser Serpentin mit den beschriebenen Typen zeigt sich auch in der *si-Projektion* (Fig. V.) diese liegen hier mehr zerstreut. Der Projektionspunkt des Celebeser Serpentin weicht von den Punkten der Magmatypen und der Peridotitmitte in Richtung der f-Spitze ab, was auf grossen Pyroxengehalt deutet.

In der *Si-U-L Dreiecksprojektion* (Fig. IV.) wird das Entstehen des Celebeser Serpentin dadurch bewiesen, dass ihr Analysenpunkt in das eruptive Feld, zwischen die Punkte der Peridotitmitte und des Serpentin Minerals, näher zum letzteren fällt.

Saussurit Gabbro.

(Gestein Nr. 12.)

Hat seinen Fundort in der Nähe von Ondolean und wurde von einem Felsen am Ufer des Pangkanoenoe Flusses abgeschlagen.

Ist ein hell grünlichgraues, mittelkörniges Gestein, an welchem die Zeichen der Pression an einigen Stücken sogar die Überbleibsel des benachbarten sedimentären Quarzites zu entdecken sind. Mit freiem Auge sind die seidig-glänzenden Spaltflächen des Minerals (Pyroxen) und milchweise, stellenweise Spaltungen zeigende Mineralkörner daran zu beobachten.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt uns ein stark saussuritisiertes Gestein von stark kataklastischer Struktur, in dessen trüben, durchsichtigen Mineralhäufchen, neben dem sekundär entwickelten Zoisit und Albit, zermürbte Diallag und Feldspatreste zu entdecken sind. Aus den grobkörnigen Plagioklas und Diallagresten kann man schliessen, dass das ursprüngliche Gestein ein grobkörniger Gabbro sein konnte. Von den Mineral-Überresten hat der Feldspat das Übergewicht, was übrigens auch die chemische Zusammensetzung des Gesteins zum Ausdruck bringt. (Mikrophotographie Nr. 6—7.)

Die Kristalle des *Diallags* sind stark zersprungene oder gebogene, sogar stark zerdrückte Prismen bei welchen die Absonderung nach (100) und die Spaltbarkeit nach den Prismen gut entwickelt ist. Im durchscheinenden Licht zeigt er eine blassblaue Farbe, aber keinen Pleochroismus. Optischer Charakter ist positiv. Dispersion: $\rho > \nu$.

In den Raum des *Feldspats* ausfüllenden, oft undurchsichtigen Mineralhäufchen verblieben wenig Feldspatreste, mit Zwillinglamellen. An den xenomorphen Feldspatlamellen können wir Albit und Albit-Karlsbader Zwillingzusammenwüchse feststellen. An einem grossen, gebogenen, nach dem Albitgesetz zusammengewachsenen Zwillingkristall konnte ich im, auf MP senkrecht stehenden Schnitt folgende Auslöschungen messen:

$l = 37.2^\circ$	$l' = 35.7^\circ$	entspricht	71% An
$l = 39.1^\circ$	$l' = 36.2^\circ$	»	74% An
$l = 33.6^\circ$	$l' = 32.6^\circ$	»	62% An

Aus der an verschiedenen Stellen der Feldspatlamelle gemessenen verschiedenen Werten ergibt sich im Mittelwert ein 69% An-Gehalt, daher gehört der Plagioklas zur Labrador-Reihe. Der grösste Teil des Feldspates ist aber saussuritisiert und fülle seinen Platz eine undurchsichtige Mineralmasse aus, aus welcher sich nur die *Zoisitprismen* absondern. Die Zoisitprismen werden durch anomale Interferenzfarbe gekennzeichnet, es gelang aber nicht ihre näheren optischen Daten zu bestimmen.

Das Produkt der Saussuritisierung ist auch der *Albit*, dessen durchsichtige, xenomorphe Lamellen sich gut aus dem verworrenen Mineraldurcheinander abheben. Diese sind gedrungene Albitprismen, welche aneinander gereiht auch dünne Adern im Gestein bilden. Werden wegen niedriger Lichtbrechung als Canadabalsam, niedriger Interferenzfarbe und positiven Charakter gekennzeichnet.

Die Analyse dieses Serpentin ergab folgende Werte :

SiO ₂	46.42%
TiO ₂	0.88
Al ₂ O ₃	16.76
Fe ₂ O ₃	0.84
FeO	2.63
MnO	0.23
CrO	0.39
MgO	8.79
CaO	14.09
BaO	0.09
SrO	0.37
Na ₂ O	2.21
K ₂ O	0.23
H ₂ O+ ¹¹⁰	3.48
H ₂ O— ¹¹⁰	0.69
P ₂ O ₅	1.81
CO ₂	0.31

100.22%

Projektionswerte :

al =	22.6	or =	0.22
fm =	36.8	ab =	3.51
c =	35	an =	6.25
alk =	5.2	ls =	0.58
si =	105.7	fs =	0.56
k =	0.06	qs =	—0.14
mg =	0.81		
ti =	1.50	Si =	45.6
p =	1.74	U =	34.9
c/fm =	0.95	L =	19.1
ξ =	27.8		
η =	57.6		
ζ =	40.2		

Analytiker : Koloman Emszt

Spez. Gewicht : 2.923.

Seiner chemischen Zusammensetzung nach gehört das Gestein der Gabbro Gruppe an und zeigt — ausgenommen die, in den si- fm- und c-Werten sich zeigenden belanglosen Abweichungen, — gute Übereinstimmung mit der Pyroxenit-Hornblendit Gabbrogruppe. Das Celebeser Gestein stimmt auch mit jener Saussurit-Gabbromittel, welche ich aus der durch Rosenbusch¹⁾ mitgeteilten chemischen Analyse von fünf verschiedenen Saussurit-Gabbros errechnete, gut überein.

¹⁾ Rosenbusch—Osann : Elemente der Gesteinslehre. 1923. S. 213.

	Saussurit-Gabbro von Ost-Celebes (Nr. 12.)	6. Typus des Pyro- xenit-hornblendit gabbroiden Magmas	IV. Gabbro-Mittel nach Becke	2. Saussuritgabbro- Mittel nach Rosenbusch- Osann
si	105.7	100	107	100.5
al	22.9	23.5	24	20.2
fm	36.8	40.5	42	44.2
c	35.1	31.5	27	31.1
alk	5.2	4.5	7	4.5
k	0.06	0.16	0.19	0.06
mg	0.81	0.75	0.60	0.54
c/fm	0.95	0.78	0.64	0.70
Schnitt	V.	V.	V.	V.
ξ	27.8	28	31	24.7
η	57.6	55	51	51.3
ζ	40.2	36	34	35.6
an	6.25	6.78	5.4	6.3
ab	3.51	2.70	3.6	3.42
or	0.22	0.51	0.8	0.21
ls	0.58	0.65	0.71	0.58
fs	0.56	0.53	0.48	0.59
qs	-0.14	-0.18	-0.19	-0.17

Auf Grund der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung des Gesteins können wir festlegen, dass es einen *Saussuritgabbro von stark kataklastischer Struktur* darstellt.

Die Zusammenhänge des Celebeser Saussuritgabbros mit den in der Tabelle aufgezählten Typen können wir im *Konzentrationstetraeder* (Nr. II.), oder in der *si-Projektion* (Nr. V.) beobachten, in welchen ihre Punkte ebenfalls nebeneinander liegen; diese bestätigen die Beziehungen des Celebeser Gesteins mit dem Saussuritgabbro.

Granathältiger Harzburgit-Serpentin.

(Gestein Nr. 13.)

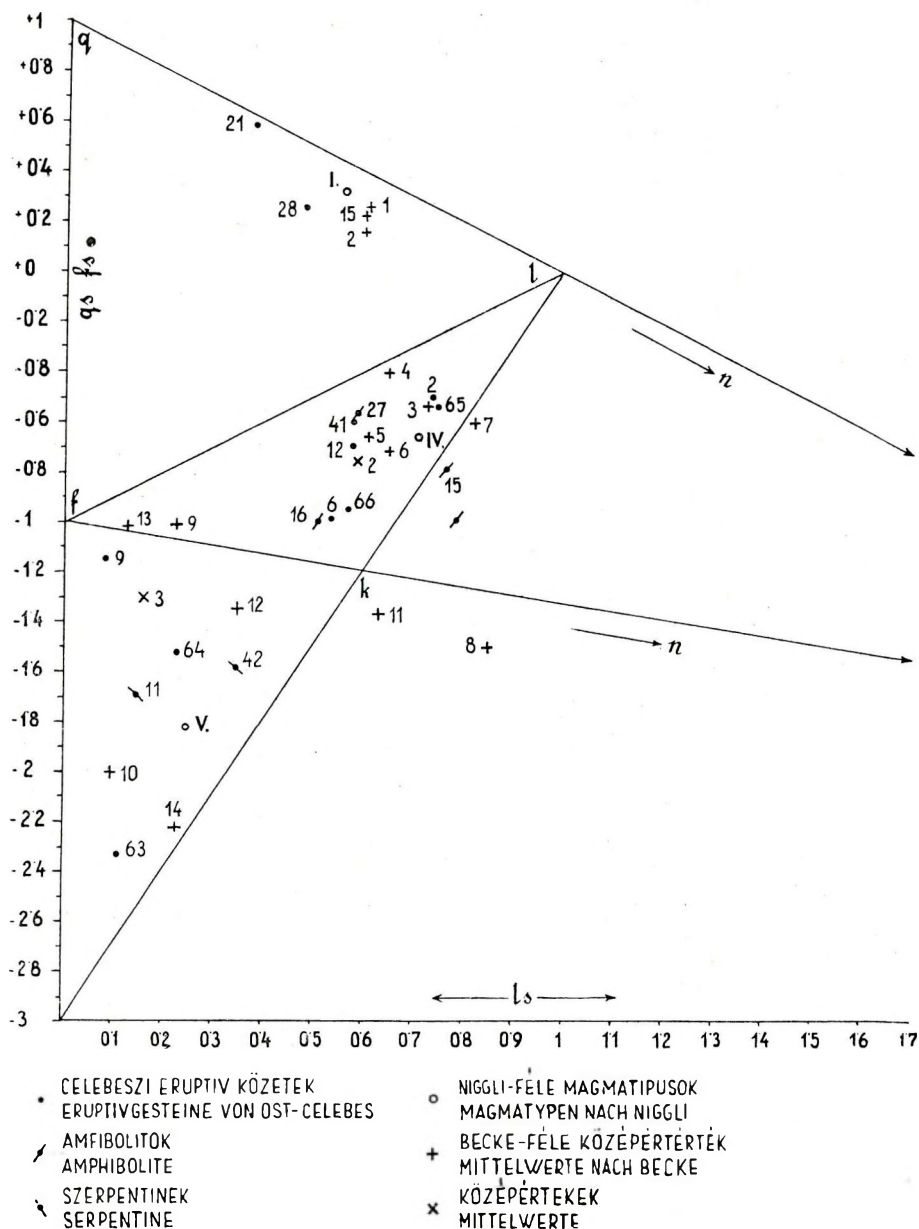
Fundort: Lemo-Lemo von einem am Seeufer, zwischen Tangjon-Rata und Ondolean.

Ist ein bräunlichgrünes, geflecktes, stark serpentinisirtes Gestein, in welchem grosse, rote Granatkörner, grünfärbige Spaltflächen des Pyroxens und schmutziggroße Olivinkörner erkennbar sind.

Unter dem Mikroskop betrachtet stellt es sich heraus, dass das Gestein stellenweise vollständig serpentinisirt ist und die Maschenstruktur, beziehungsweise die Gitterstruktur zeigt. Nur an manchen Stellen können wir die Gemengteile: Olivin, Hypersthen, Diallag, Granat und Magnetit des ursprünglich kristallinisch-körnigen Gesteins erkennen.

Der Hauptgemengteil war der *Olivin*, welcher am meisten serpentinisirt wurde; Diallag und besonders Hypersthen, dessen grosse Körner man jetzt noch auffinden kann, erwiesen sich als viel widerstandsfähiger. Die Serpentinisierung des *Hypersthen* wird durch die senkrecht auf die Spaltrichtungen stehenden Chrysotilfasern angezeigt. Die an Menge sehr geringen monoklinen Pyroxenteile zeigen die Merkmale des Diallags.

Das Gestein gehört, seiner dargelegten mineralogischen Zusammensetzung nach, zur Gruppe der Peridotite, ihre Bestimmung innerhalb dieser Gruppe ist ziemlich schwierig, da aus den stark serpentinisierten, wenigen Gemengteilsuren das Verhältnis derselben schwer festzulegen ist. An Menge ist Hypersthen ausdrücklich grösser als der monokline Pyroxen; daher können wir das Gestein zum Harzburgittyp gehörig ansehen, *es ist daher ein granathaltiger Harzburgit-Serpentin*.



V. ábra si-projekció. — Fig. V. si-Projektion.

Hornblendeschiefer.

(Gestein Nr. 15.)

Fundort: Die Umgebung des Dorfes Kolomedale (Tomory-bay). Die Lagerungsverhältnisse werden von Lóczy folgendermassen beschrieben: eine tektonische Durchspießung an der Grenze des Tithonkalksteines, welcher eine starke Kontakteinwirkung verrät.

Im graulichgrünen, seidig glänzenden, schiefrigen Gestein können nur die Spaltlamellen des Amphibol erkannt werden.

U. d. M. Die Gemengteile des Gesteins sind : monokliner Amphibol, rhombischer Amphibol (Gedrit), Apatit, Titanit, während die Nebengemengteile : Quarz, Plagioklas und Zoisit sind. Die Struktur des Gesteins ist porphyroblastisch, in welchem die grösseren Amphibolkristalle die Porphyroblasten sind. Das Grundgewebe ist diablastisch und wird durch Amphibol und Quarz aufgebaut. (Mikrophotographie Nr. 8.)

Die prismatischen Kristalle des *Amphibols* verdünnen sich stellenweise, werden fädig und haben ständig eine Zonarstruktur. Sind im durchscheinenden Licht farblos. Die wellige Auslöschung und die klastische Struktur im allgemeinen bezeugt, dass das Gestein starken mechanischen Einwirkungen ausgesetzt war. Auslöschung an der (010) Fläche :

$$c : \gamma = 16.5^\circ$$

Doppelbrechung, $\gamma - a = 0.0263$.

($I' = 0,703 \mu$. $d = 25.9 \mu$). Optischer Achsenwinkel beträgt annähernd 90° . Optischer Charakter ist negativ. Die, die Grundgewebe aufbauenden Amphibolkristalle zeigen dieselben Merkmale. Die Verwitterung des Amphibols geht entlang der Spaltrichtungen vor sich ; diese zerfällt in dünne Plättchen und Fasern, wird dann zu einem trüben, undurchsichtigen, Mineralhäufchen. Einschlüsse sind im Amphibol selten.

Die kleineren Körner des *Gedrits* nehmen am Aufbau der Grundgewebe teil. Die an ihren Enden faserigen Kristalle sind von prismatischer Entwicklung und erscheinen im durchscheinenden Licht farblos. Ihr optischer Charakter ist positiv, der optische Achsenwinkel gross. Dispersion : $\rho > \nu$.

Den Raum zwischen den Amphibolprismen nimmt in dem Grundgewebe der Quarz ein, seine xenomorphen Körner sind an Einschlüssen reich. Als solche erscheinen in demselben Apatitprismen.

Zerstreut sind im Gestein auch einige saure Plagioklas und Titanitkörnchen zu entdecken.

Der mineralogischen Zusammensetzung nach kann das Gestein als ein *gedrithaltiger Hornblendeschiefer* angesprochen werden.

SiO ₂	43.85%	Projektionswerte :	
TiO ₂	0.48	al = 26.6	$\xi = 30.7$
Al ₂ O ₃	21.72	fm = 42.9	$\eta = 53$
Fe ₂ O ₃	0.81	c = 26.4	$\zeta = 30.5$
FeO	4.12	alk = 4.1	
MnO	0.21	si = 90.9	ls = 0.77
MgO	10.99	k = 0.05	fs = 0.51
CaO	11.76	mg = 0.79	qs = -0.28
SrO	0.18	ti = 0.76	
Na ₂ O	1.91	p = 0.61	Si = 41.8
K ₂ O	0.17	h = 18.3	U = 43.2
H ₂ O + 110	2.64	qz = -0.25	L = 15.4
H ₂ O - 110	0.30	c/fm = 0.61	
P ₂ O ₅	0.69	Schnitt IV.	
99.83%			

Spez. Gewicht ; 3.002.

Analytiker : K. Emszt

	Hornblende- schiefer von Ost-Celebes (Nr. 15.)	6.	1.
		Typus des pyro- xenithornblendit- gabbroiden Magmas	Gabbro-Mittel nach Rosenbusch- Osann
si	90.1	100	106.4
al	26.6	23.5	24.5
fm	42.9	40.5	42.7
c	26.4	31.5	26.4
alk	4.1	4.5	6.4
k	0.05	0.16	0.16
mg	0.79	0.75	0.53
c/fm	0.61	0.78	0.61
Schnitt	IV.	V.	IV.
ξ	30.7	28	30.9
η	53	55	50.9
ζ	30.5	36	32.8
ls	0.77	0.65	0.70
fs	0.51	0.53	4.08
qs	—0.28	—0.18	—0.18

Die chemische Zusammensetzung und die daraus errechneten Projektionswerte lassen darauf schliessen, dass diese einer Gabbromagma entspricht und mit der Pyroxenit-Hornblendit Gabbrogruppe der Niggli'schen Magmatypen eine Ähnlichkeit aufweist. Die Übereinstimmung ist nicht vollkommen, auch nicht mit der Rosenbusch'schen Gabbromitte, was aus der mitgeteilten kleinen Zusammenstellung hervorgeht. Das Celebeser Gestein ist ärmer an Kieselsäure, daher die bedeutende Abweichung im si-Wert, der c-Wert ist demzufolge höher als bei dem erwähnten Typen.

Den Zusammenhang zwischen dem Celebeser Gestein und den erwähnten Typen können wir *in der Tetraeder-Projektion* (Fig. II.) und besonders *in der si-Projektion* (Fig. V.) beobachten. In letzteren liegen die Projektionspunkte stark verstreut und der Kieselsäuremangel wirkt sich noch besser aus. Infolge ihres hohen al-Wertes ist der netagiv qz-Wert hoch und darum ist ihr Projektionspunkt vom der l—f Linie weit entfernt.

Sehr interessante Schlüsse lassen sich *aus der Si-U-L-Dreieck Projektion* (Fig. IV.) ziehen ; in derselben liegt der Analysenpunkt des Celebeser Gesteins im eruptiven Feld, entlang der die Gabbro und die Peridotit-Mittelwerte verbindenden Linie, in der Nähe des Mineralpunktes des Tremolit ; auch dadurch wird der eruptive Ursprung des Gesteins bewiesen.

Epidot-Amphibolit.

(Gestein Nr. 16.)

Fundort : Oberlauf des Flusses Marowobesar, aus einer auf dem Miocenton geschobenen Gesteinsmenge.

Ist ein dunkelgraues, feinkörniges Gestein, in welchem sich dünne Quarzadern dahinziehen. Die Hauptmasse des Gesteins wird durch grünlichschwarze Amphibolprismen gebildet, zwischen welchen auch Quarzkörner zu entdecken sind.

Mit dem Mikroskop untersucht zeigt das Gestein eher die Strukturform des Kontaktes, als jene der massigen Gesteine; dies zeigt sich besonders in der abwechslungsreichen Grösse der Amphibolkörner, der Zerfransheit ihrer Prismen und auch in der stark kataklastischen Struktur. Die Gemengteile des Gesteins sind: Amphibol, Feldspat, Quarz, Epidot, Titanit, Serizit und Apatit. (Mikrophotographie Nr. 9.)

Der *Amphibol* bildet 68 Vol % des Gesteins. Seine meist prismatischen, seltener täfeligen Kristalle sind meist verbogen, stellenweise wellig, die Endflächen fehlen, die Prismenenden sind oft ausgefranst. Spaltbarkeit ist selten entwickelt. Der dunkler gefärbte Kern wird von einer helleren Zone umgeben. Der Amphibol zeigt im durchscheinenden Licht eine grüne Farbe und verrät Pleochroismus:

α = blaugrau 39 m; β = grasgrün 14 r; γ = grasgrün 15 s. Auslöschung an der (010) Fläche:

im Kern	in der Zone
$c : \gamma = 16.1^\circ$	19°

Aus 7 Schnitten gefundener Mittelwert.

Doppelbrechung, $\gamma - \alpha = 0.022$.

Optischer Charakter: negativ. Dispersion: $\rho > \nu$. Optischer Achsenwinkel gross.

Der *Feldspat* erscheint samt dem Quarz in wechselnder Menge im Gestein. An seinen xenomorphen, isometrischen Körnern hat sich die Zonarstruktur ständig entwickelt. Zwillingzusammenwüchse sind selten. Der Feldspatkern wird durch ein trübes, oft undurchsichtiges Verwitterungsprodukt ausgefüllt, in welchem Epidotprismen, seltener Calcit und Sericitlamellen vorkommen. Die Bestimmung der Feldspate erfolgte auf Grund folgender Messungen:

Albit-Karlsbader Komplex-Zwillinge, Schnitt \perp auf M.

1. Ind	$\alpha' M.$	24°
2. »	$\alpha' M.$	18°
An Gehalt		50%

Die auf MP \perp Schnitte der symmetrischen Zone ergaben folgende Werte:

1. = 21.6°	$l' = 21.3^\circ$	entspricht	39% An
1. = 24.1°	$l' = 23^\circ$	entspricht	43% An

Auf Grund der Messungen sind die Plagioklas hauptsächlich Andesine. Optischer Charakter ist positiv. Die Dispersion ist stark. Als Einschlüsse enthält er meist Apatitprismen.

Die xenomorphen Körner, seltener Kristalle des *Epidots*, erscheinen unter den Verwitterungsprodukten des Feldspats. Spaltung ist an ihnen selten zu bemerken. Im durchscheinenden Licht sind sie farblos und zeigen eine anomale, fleckenweise verschiedene Interferenzfarbe. Die Auslöschung ist gerade, der optische Charakter negativ. Dispersion stark und $\rho > \nu$. Zerstreut im Gestein sind auch *Titanitkörner* zu finden.

Das Gestein ist laut seiner mineralogischen Zusammensetzung ein *plagioklashaltiger Epidot-Amphibolit*, wurde von *Koloman Emszt* mit folgenden Erfolg analysiert :

SiO ₂	47.02%	Projektionswerte :	
TiO ₂	0.40	al =	15.5
Al ₂ O ₃	13.09	fm =	47
Fe ₂ O ₃	4.42	c =	33.1
FeO	3.23	alk =	4.5
MnO	0.08	si =	94.8
MgO	11.40	k =	0.03
CaO	15.22	mg =	0.73
Na ₂ O	2.21	ti =	0.60
K ₂ O	0.13	p =	0.64
H ₂ O+110	1.83	h =	13.3
H ₂ O-110	0.12	qz =	-23.2
SrO	0.18	c fm =	0.70
P ₂ O ₅	0.75	Schnitt V.	
	100.08%		
		ξ =	20
		η =	48.6
		ζ =	37.6
		Si =	44.3
		Ū =	36.2
		L =	19.5
		an =	5.5
		ab =	4.7
		or =	0.13
		ls =	0.51
		fs =	0.73
		qs =	-0.24

Spez. Gewicht : 2.997.

Die aus der Analyse ermittelten Projektionswerte lassen auf eine Gabbromagma schliessen. Zeigt mit zwei Niggli'schen Gabbrotypen dem Pyroxenit-Hornblendit Gabbro, beziehungsweise mit der Issitischen und verwandten Magmen nähere Beziehungen, richtiger gesagt liegt es zwischen Beiden. Vom ersten Typ weicht es wegen seines bedeutend niedrigeren al- und höheren fm-Wertes, gegenüber der Issitischen Magma infolge des höheren si- und niedrigeren fm-Wertes ab.

	Epidot-Amphibolit von Ost-Celebes (Nr. 16)	6. Typus des pyroxenit-hornblendit-gabbroiden Magmas	8. Issitisch und verwandte Magmen	1. Gabbro-Mittel nach Rosenbusch-Osann
si	94.8	100	75	106.4
al	15.5	23.5	14	24.5
fm	47	40.5	52	42.7
c	33.1	31.5	30	26.4
alk	4.5	4.5	4	6.4
k	0.03	0.16	0.20	0.16
mg	0.73	0.75	0.50	0.53
c/fm	0.70	0.78	0.58	0.61
Schnitt	V.	V.	IV.	IV.
ξ	20	28	28	30.9
η	48.6	55	44.0	50.9
ζ	37.6	36	34.0	32.8
ls	0.51	0.65	0.85	0.70
fs	0.73	0.53	0.96	0.48
qs	-0.24	-0.18	-0.54	-0.18

In der *Tetraeder-Projektion* (Fig. II.) nimmt das Celebeser Gestein infolge seines niedrigeren ξ (= al+alk) -Wertes seinen Platz zwischen dem Gabbro und Peridotitmittelwerte ein. Pyroxenit-Hornblendit Gabbrotyp entfernt sich, wegen seines mehr melanokraten Charakters entsprechend, in der Richtung der fm-Spitze, während sein Projektionspunkt neben dem Punkt des Issitischen-Magmatyps liegt.

Die *si-Projektion* (Fig. V.) bringt die Beziehungen zwischen dem Celebeser Gestein und den Magmatypen gut zum Ausdruck. In dieser Projektion wird der mehr melanokrate Charakter des Celebeser Gesteins noch stärker gezeigt, die Punkte der Gabbrotypen und der Rosenbusch'schen Gabbromitte verziehen sich infolge grösseren SiO_2 -Gehaltes in Richtung der l-Spitze noch ausgesprochener. Auch der Punkt des Issitischen Magmatyps liegt in grösserer Entfernung vom Punkt des Celebeser Gesteins.

In der *Si-U-L Dreieck Projektion* (Fig. IV.) liegt das Celebeser Gestein im eruptiven Feld an der, die Punkte der Gabbromitte und des Epidot verbindenden Linie, was auf den eruptiven Ursprung und Epidotreichtum schliessen lässt

Serpentinschiefer.

(Gestein Nr. 17.)

Fundort : Das Gestein wurde neben dem Boelni Fluss, in der Nähe des Dorfes Kolo-Kolo, am Südosthang des Bt. Toengkoe Knadori Massiv gesammelt.

Das Gestein hat eine dunkel bräunlichgrüne Farbe, dichte, schieferartige Struktur und in derselben ist mit unbewaffnetem Auge kein Gemengteil zu erkennen. In seinen Schichten bildet der aufgehäufte Magnetit schwarze Flecke, auch Pyritkörner sind im Gestein sichtbar.

Unter dem Mikroskop lassen sich als Gemengteile: Serpentin, Chlorit, Talk, Calcit, Magnetit und monokline Pyroxenreste unterscheiden.

Die Hauptmasse des Gesteins wird aus Serpentin gebildet der farblose Antigorit und der gelblichgrüne Chrysotil liegen nebeneinander in Flecken und so ist die Struktur eine Maschen-, oder Gitter-Struktur.

Der gelblichgrüne, faserige Serpentin, der *Chrysotil* durchzieht das Gestein in Gestalt von bandartigen Gebilden. Die Achse dieser Bänder sind Magnetitkörnchen, an deren Reihe sich die höchstens 0,007 mm langen Chrysotilfasern in schräger Richtung anlehnen (α in der Längsrichtung). Ihre Interferenzfarbe ist hellgrau. Der zwischen den sich kreuzenden Serpentinbändern freigelassene Raum wird mit Chrysotil und Calcit ausgefüllt, welchen die Magnetitmikrolite wolkenartig bedecken.

Die prismatischen, farblosen, ausgefranzten Lamellen des *Antigorit* werden durch vorzügliche Spaltbarkeit und gerade Auslöschung gekennzeichnet. γ in der Längsrichtung. Ist optisch zweiachsig, der 2Va ist sehr klein. Der optische Charakter ist negativ, die Interferenzfarbe blaugrau. Die Antigoritlamellen sind länger als die Chrysotilfasern, man fand unter diesen auch 0,08 mm lange und 0,02 mm breite Prismen. Die Gitterstruktur ist charakteristisch für den Antigorit.

Die faserigen Lamellen des *Chlorits* sind optisch einachsig und haben positiven Charakter. Ihre Interferenzfarbe ist bräunlichgrau.

Der *Talk* erscheint im Gestein in Gestalt von dünnen Adern. Ist im durchscheinenden Licht farblos, wird durch niedrige Lichtbrechung und hohe Interferenzfarbe gekennzeichnet.

Im Gestein sind auch wenige *gewöhnliche-Augitrete* zu finden.

Auf Grund der obigen Mineralzusammensetzung und Struktur kann das Gestein *Serpentinschiefer* genannt werden.

Granathältiger Lherzolith.

(Gestein Nr. 18—54.)

Fundort : Anstehendes Gestein wurde an der nördlichen Seite des zwischen Ondolean und Kaoeroe ausgedehnten Wasserscheide-Gebirges gefunden. Das Handstück stammt aus dem Flussbett Kaoeroe, neben dem Dorfe Kaoeroe.

Dunkelgraues, grobkörniges Gestein, in welchem sich megaskopisch grasgrüne Olivinkörner und Absonderungsflächen eines manchmal centimetergrossen und grünlichbraunen Diallag erkennen lassen. Zerstreut findet man grosse, rosenrote Granatkörner in demselben.

Mikroskopisch zeigt es sich, dass die Hauptgemengteile : Olivin, Bronzit und monokline, Pyroxen (Diallag) sind. Nebengemengteile : uralitisierter Amphibol, Granat, Serpentin, Magnetit und Ilmenitglimmer. Das Gefüge ist grobkörnig und alle Gemengteile sind stark rissig.

Die Menge des *Bronzits* ist grösser, als die des Olivins. Meist bildet er prismatische, xenomorphe Körner, welche manchmal eine Länge von 7,5 mm und eine Breite von 6 mm erreichen. Die Spaltbarkeit nach dem Prisma und nach (100) ist ausgezeichnet. In der Spalttrichtung sind die Lamellen des monoklinen Pyroxen eingebettet. Im durchfallenden Licht ist er farblos. Der optische Achsenwinkel ist ungefähr 70° . Der optische Charakter ist positiv. Dispersion = $\rho < \nu$. Die Lichtbrechung ist niedriger als beim monoklinen Pyroxen.

Olivin macht 38 Vol. % des Gesteines aus. Meist tafelige und xenomorphe Kristalle bilden manchmal 2—3 mm grosse Körner. Im durchfallenden Licht ist er farblos. Der optische Achsenwinkel ist nahe von 90° . Der optische Charakter ist negativ. Dispersion = $\rho > \nu$. Er enthält Einschlüsse von Magnetit. Entlang der Risse ist eine beginnende Serpentinumwandlung bemerkbar.

Die Menge des *Diallags* ist viel geringer als die des Olivins und Bronzits. Gewöhnlich erscheint er tafelig. Die Spaltbarkeit nach dem Prisma und die Absonderung nach (100) ist gut entwickelt. Im durchfallenden Licht ist er blass bräunlichgrün. Der optische Achsenwinkel ist gross, Dispersion : = $\rho > \nu$.

Doppelbrechung : $\beta - \alpha = 0,0057$.

[$I = 0,146 \mu$, $d = 25,50 \mu$]. Pleochroismus fehlt. Als Einschlüsse kann man wenige kleine Magnetitkörnchen und Ilmenitglimmer-lamellen finden.

Granat bildet manchmal 2—3 mm grosse, rundliche Körner, welche im durchfallenden Licht farblos sind. Die stark gesprungenen Körner sind mit »Keliphitzzone« umgeben.

Der monokline Pyroxen hat sich teilweise in Uralit verwandelt. Der davon entstehende *Amphibol* ist im durchfallenden Licht blassgrün. In den Amphibolprismen sind Pyroxenreste öfters auffindbar. Der Amphibol zeigt keinen Pleochroismus. Der optische Charakter ist negativ. Grosser optischer Achsenwinkel und starke Dispersion : $\rho > \nu$ kennzeichnen eindeutig dieses Mineral.

Auf Grund der mineralogischen Zusammensetzung können wir feststellen, dass das Gestein zwischen Pyroxenite und Peridotite steht. Der Olivengehalt macht ca 38 Vol. % und Inhalt des Pyroxens und Amphibols zusammen 64 Vol. % aus, also mehr als der Olivin. Trotzdem halte ich dieses Gestein für keinen Pyroxenit, weil bei diesen Typus die Menge des Olivins immer kleiner als 20 Vol. % ist.

Zusammenfassend können wir feststellen, dass das untersuchte Gestein ein *Pyroxen und Amphibolreicher Peridotit* und zwar ein *granathaltiger Lherzolith* ist.

Aplitgranit.

(Gestein Nr. 21.)

Fundort : Der Weg zwischen Salea und Kaoroe. Ist ein anstehendes Gestein, welches das Meozoikum durchbricht.

Ist ein hellfärbiges, etwas zermürbtes, fleckiges, mittelkörniges Gestein auf welchem Rutschflächen sichtbar sind. Mit freiem Auge sind im selben nur Quarz und Feldspate zu beobachten. Färbige Gemengteile sind sehr selten, nur ein in winzigen Flecken erscheinender Biotit ist zu beobachten.

U. d. M. Die Gemengteile des Gesteins sind : zwei Arten von Feldspat : Kalifeldspat und Plagioklas, Quarz, wenig Biotit und Magnetit. Sekundär entstanden : Epidot, Muskovit und Zirkon.

Für das Gestein ist es bezeichnend, dass der Kalifeldspat und der Quarz Hauptgemengteile sind und dass es nur wenige färbige Gemengteile enthält.

Der *Kalifeldspat* erscheint nur als *Mikrolin*. In den xenomorphen Körnern desselben sind die Spaltlinien gut und dicht sichtbar. Die meisten Körnchen zeigen einen Zwillingszusammenwuchs nach Karlsbader Art, selten einen Bavenoer Zusammenwuchs. Mikropegmatitische Zusammenwüchse mit dem Quarz sind oft aufzufinden. Zeigen eine wellige Auslöschung, die Struktur ist kataklastisch. Als Einschlüsse sind Muskowitlamellen im selben auffindbar.

Der *Plagioklas* ist gegenüber dem Kalifeldspat und dem Quarz in gewissem Grade idiomorph, erscheint in kleineren tafeligen Kristallen. Eine zonare Entwicklung ist häufig, die äussere Zone ist meist von zickzackartiger Entwicklung. Zwillingszusammenwüchse nach dem Albitgesetz sind im selben zu beobachten. Albit-zwillingslamellen sind selten. Die Lichtbrechung des Plagioklas ist sogar in der äusseren Zone niedriger als jene des Canadabalsam. In einem zonaren, auf MP winkelrechten Albit-zwillingschnitt habe ich im Kern folgende Werte gemessen :

1—6.7°	1'—5.4°	entspricht	24% An.
--------	---------	------------	---------

Der Plagioklas hat daher eine Oligoklas Zusammensetzung. Zone ist nicht messbar. Die Erhaltung der Plagioklase ist nicht vollkommen frisch, die Meisten sind trüb. Als Einschlüsse enthalten sie Epidot, Zirkon und Muskovit.

Der *Quarz* erscheint in grossen xenomorphen Körnern. Hat kataklastische Struktur und wird durch wellige Auslöschung gekennzeichnet.

Färbige Gemengteile sind im Gestein wenige aufzufinden ; meist ist es ein stellenweise zu Gruppen verdichteter und teilweise chloritisierter *Biotit*. Im durchscheinenden Licht verrät es eine grüne Färbung und Pleochroismus.

Im Gestein ist noch wenig *Magnetit* zu beobachten.

Ein im ganzen Gestein verbreiteter sekundärer Gemengteil ist der *Epidot*, welcher wahrscheinlich in Folge Chloritisierung des Biotit entstanden ist. Erscheint meist zu Häufchen geballt, seltener in winzigen Körnern. Kennzeichnend ist die anomale Interferenzfarbe, der negative Charakter und die $\rho < \nu$ Dispersion.

Trotzdem das Gestein nicht vollkommen frisch ist, haben wir dasselbe, nachdem es das einzige saure Tiefengestein unter den vielen stark basischen Gesteinen ist, analysiert.

Die Analyse des Koloman Emszt lautet :

SiO ₂	74.96
TiO ₂	0.09
Al ₂ O ₃	14.10
Fe ₂ O ₃	1.56
FeO	1.04
MnO	Spur
MgO	0.02
CaO	1.34
Na ₂ O	4.46
K ₂ O	Spur
H ₂ O+	2.18
H ₂ O—	0.10
P ₂ O ₅	Spur
CO ₂	—
	99.85%

Projektionswerte :

al =	51.4	Si =	72.3
fm =	12.8	U =	18
c =	8.9	L =	9.5
alk =	26.7		
si =	463.1	or =	0.34
k =	0	ab =	8.21
mg =	0.01	an =	1.44
c/fm =	0.69	ls =	0.38
o =	0.56	fs =	0.02
qz =	+256.3	qs =	+0.60
Schnitt =	V.		
ξ =	78.1		
η =	60.3		
ζ =	35.3		

Spez. Gewicht = 2.646.

Wie aus der Analyse sichtbar ist das Gestein verwittert, neben den geschilderten Mineralbestandteilen und dem hohen SiO₂-Inhalt fehlt das Kalium vollkommen. Die Auslaugung des Gesteins und das Abgehen der löslichen Bestandteile zeigt auch die *Becke'sche Si-U-L Dreiecksprojektion* (Fig. IV.), wo der Analysenpunkt des Gesteins in Folge des niedrigen L-Wertes bereits aus dem Eruptivfeld herausfiel und zwischen den sedimentären Gesteinen Platz nahm.

	Aplitgranit von Ost-Celebes (Nr. 21)	16. Typus des aplitgranitischen Magmas	17. Typus des engadinitischen Magmas	Aplitgranit nach Tröger (Nr 12.)
si	463.1	460	420	460
al	51.4	46	44	47
fm	12.8	8	12	7
c	8.9	5.5	6	6
alk	26.7	40.5	38	40
k	0	0.50	0.50	0.47
mg	0.01	0.20	0.25	0.19
c/fm	0.69	0.67	0.50	0.85
Schnitt	V.	IV—V.	IV.	V.
ξ	78.1	86.5	82	46
η	60.3	51.5	50	53
ζ	35.3	46	44	87
an	1.44	0.59	0.73	—
ab	8.21	4.37	4.63	—
or	0.34	4.37	4.63	—
ls	0.38	0.57	0.36	—
fs	0.02	0.02	0.02	—
qs	+0.60	0.41	0.60	—

Beim Vergleich des Chemismus des Gesteines auf Grund der Projektionswerte kamen von den Niggli'schen Magmatypen, wie aus der Tabelle ersichtlich, zwei Magmafamilien, der aplitgranatische und der engadinitische Typ in Betracht. Der Chemismus des Gesteins entspricht eher den aplitgranatischen Typen, wie es auch das Trögerische Beispiel (Aplitgranit 12) bezeugt.

Im Konzentrationstetraeder (Fig. 11.) liegt das Gestein zwischen dem Becke'schen Granit und der Alaskit Mitte. Infolge der Ausgelaugtheit des Gesteins hat sich der Projektionspunkt in Richtung der al-Spitze verschoben.

In der si-Projektion (Fig. V.) hat sich der Punkt des Gesteins infolge seines höheren qs-Wertes in der Richtung der Quarz-Eck verzogen.

Das Gestein ist auf Grund seiner mineralogischen und chemischen Zusammensetzung als Aplitgranit anzusprechen.

Pyroxen-Andesittuff.

(Gestein Nr. 22.)

Fundort : nördlich vom Dorfe Kolo-Kolo vom Oberlauf des Bowine Flusses, am Rande des Gabbromassives gesammeltes Gerölle.

Die Expedition hat auf dem begangenen Gebiete hauptsächlich Tiefen- und Metamorphengesteine gesammelt. Zwischen den wenigen Ergussgesteinen ist dieser vulkanische Tuff, wegen seines Fossilieninhaltes sehr interessant.

Dieser Tuff ist ein dunkelbraunes, sich erdig anführendes poröses Gestein. In der Grundmasse sitzen schwarzer idiomorpher Augit, hypidiomorphe Feldspatkristalle und die Spaltprismen des schwarzen Amphibols.

Im Dünnschliff zeigt der Tuff eine konglomeratische Struktur ; die Hauptmasse besteht aus kleineren Lapilli, zwischen welchen gut ausgebildete Kristalle, Kristallfragmente, wenige fremde Sedimentgesteinskörner und Fossilien auffindbar sind.

Die Kristalle des *Plagioklas* bilden die Hauptmenge der Einsprenglinge. Auf den hypidiomorphen (010) tafeligen Kristallen sind die Zwillingsbildungen nach dem Albit, sowie Albit und Karlsbadergesetz erkennbar. Zonarstruktur ist ausgebildet, die einzelnen Zonen sind durch eine Reihe schmutziger Glaseinschlüsse getrennt. Die grösseren Feldspatkristalle sind nach den Messungen von 62—75% An-Gehalt Labrador-Bytownit während die kleineren Kristalle der Grundmasse von 36—45% An, Andesine sind.

Ein anderer wichtiger Gemengteil ist der *Augit*. An den idiomorphen Kristallen treten die Flächen (100), (010), (110) und (111) auf. Zwillingsbildung nach (100) ist häufig. Im durchfallenden Licht ist er blassgrün. Pleochroismus fehlt. Auf Grund dieser Eigenschaften ist er ein *Gemeiner-Augit*.

Die Spaltprismen des *Amphibols* sind seltener. Im durchfallenden Licht sind sie hellbräunlich und zeigen keinen Pleochroismus.

In diesem Tuff sind noch wenige *Biotitlamellen*, *Magnetit* und wasserklare *Quarzkörner* zu finden.

Auf Grund dieser mineralogischen Zusammensetzung ist das *Gestein Pyroxen-Andesittuff*, in welchem *Lithothamniumreste* auffindbar sind. (Mikrophotographie Nr. 10 und 11).

Feldspatreicher-Amphibolit.

(Gestein Nr. 27.)

Fundort : Das Handstück stammt von einem herausragenden Felsen aus dem Strombette des Sundi-Taro, eines Nebenflusses des Momo Flusses.

Das Handstück ist ein dunkelgrünes, schiefriges, feinkörniges Gestein, in welchem mit unbewaffnetem Auge die Spaltungsprismen eines dunkelgrünen Amphibols und wenige farblose Feldspatlamellen erkennbar sind.

Bei der mikroskopischen Untersuchung zeigt es sich, dass das Gefüge des Gesteins porphyroblastisch ist. Das Grundgewebe zeigt einen Übergang von granoblastischer zu nematoblastischer Struktur. Die Gemengteile sind : Plagioklas Amphibol, Quarz, Apatit und Epidot.

Die Hauptmenge des Gesteins ist der *Feldspat* mit 62 Vol. %. Die Körner sind auf zweierlei Art ausgebildet ; die grösseren sind Porphyroblasten und erreichen manchmal 0,3 mm Grösse. Die kleineren treten als Gemengteile des Grundgewebes auf. Zwillingsbildung ist nicht immer zu beobachten, doch findet sich solche nach dem Albit und Albit-Karlsbader Gesetze. Die Zwillinglamellen sind öfters keilförmig ausgebildet. Die Zonarstruktur ist deutlich und kommt häufig vor. Den An-Gehalt des Plagioklas ergaben die folgenden Messungen.

Konjugierte symmetrische Auslöschung der Zwillinge nach dem Albit und Karlsbader Gesetze :

$\alpha' : M = 36,6^\circ$	$32,1^\circ$	85% An
$\alpha' : M = 39,7^\circ$	$28,4^\circ$	82% An
$\alpha' : M = 39,4^\circ$	$27,4^\circ$	81% An
$\alpha' : M = 36^\circ$	$22,6^\circ$	70% An
$\alpha' : M = 33,4^\circ$	$24,2^\circ$	68% An

Schnitt senkrecht MP.

$$1 = 37^\circ \quad 1' = 34,5^\circ \quad \text{entspricht } 70\% \text{ An.}$$

Der Anorthitgehalt des Plagioklases schwankt somit infolge der Zonarstruktur von 68 bis 85% An (Mittel 76% An). Der optische Charakter ist negativ. Der optische Achsenwinkel ist gross. Dispersion : $\rho < \nu$. Einschlüsse von Apatitprismen sind häufig. Der Plagioklas zeigt entlang den Spaltprismen und anstossend an den Amphibol eine verworrene, faserige und undurchsichtige Masse, in welcher die Leisten des Epidots und Sericitglimmers erkennbar sind.

Der *Amphibol* macht ca 38 Vol. % des Gesteins aus. Die grösseren Kristalle desselben sind Porphyroblasten und bilden prismatische, xenomorphe Körner, deren Prismen verbogen, oder am Ende ausgefranst sind. Die kleineren, oft leistenförmigen Amphibolkristalle sitzen in dem Grundgewebe. Die Zwillingsbildung nach (100) manchmal polysynthetisch ausgebildet. Im durchfallenden Licht ist der Amphibol blassgrün und zeigt einen Pleochroismus mit :

$$\alpha = 36 \text{ gelbgrün t ; } \gamma = 15 \text{ grasgrün v.}$$

Der optische Charakter negativ. Dispersion : $\varsigma > \nu$. Die Auslöschung im Schnitt nach (010) ist :

$$c : \gamma = 17,3^\circ.$$

Als Einschlüsse findet man farblose Apatite und braune, nicht näher bestimmbare Körner, welche in der Spaltrichtung sitzen.

Die xenomorphen Quarzkörner kommen in dem Grundgewebe vor. Zerstreut findet man auch wenig Epidotkörner.

Nach der mineralogischen Zusammensetzung ist das Gestein ein feldspatreicher-Amphibolit, wahrscheinlich Orthoamphibolit. Es ist auch durch die Beobachtung Lóczy's bestärkt, dass die verschiedenen Amphibolite und Serpentine mit schiefriger Textur, mit anderen basischen Eruptivgesteinen eine geologische Einheit bilden. Die kristallinen Schiefer kommen in dem von Lóczy durchforschten Gebiete nirgends an der Oberfläche vor.

Das Gestein wurde von Oberdirektor Koloman Emszt mit folgenden Ergebnis analysiert :

SiO ₂	47.25%	Projektionswerte :	
TiO ₂	0.13	al = 25.7	Si = 43.8
Al ₂ O ₃	20.77	fm = 41.2	U = 40.8
Fe ₂ O ₃	1.55	c = 31.3	L = 15.3
FeO	4.18	alk = 1.8	
MnO	0.05	si = 99	an = 8.3
MgO	9.99	k = 0	ab = 1.3
CaO	13.83	mg = 0.75	or = 0
Na ₂ O	0.87	c/fm = 0.75	ls = 0.59
K ₂ O	Spur	qz = -8.2	fs = 0.49
H ₂ O ⁺¹¹⁰	0.93	ti = 0.2	qs = -0.08
H ₂ O ⁻¹¹⁰	0.15	p = 0.09	
P ₂ O ₅	0.10		
BaO	0.02	ξ = 27.5	
SrO	0.09	η = 57	
	99.91%	ζ = 33.1	

Spez. Gewicht : 2,906.

Nach der chemischen Zusammensetzung und den Projektionswerten zeigt dieses Gestein eine Verwandtschaft mit dem Gabbro-Magmen. Bei dem Vergleich kann man die Pyroxenit-Hornblendit Magmengruppe heranziehen, bei welcher allerdings die alk-Werte grösser sind, als bei dem Celebeser Gestein. Der andere Celebeser Amphibolit Nr. 44., welchen Lóczy hier gesammelt hat, zeigt einen grösseren chemischen Unterschied gegenüber dem beschriebenen Gestein.

Im Konzentrationstetraeder (Fig. II.) liegt der Projektionspunkt des Celebeser Amphibolits in der Nähe der von Becke angegebenen Mittelwerte der Gabbro ; die kleine Abweichung gegen die fm-Ecke ist durch einen kleineren Gehalt an ξ (= al + alk) bedingt. Sehr gut ist die Übereinstimmung im Chemismus mit dem Pyroxenit-Hornblendit Magmatyp, weil die Projektionspunkte von diesem und vom Amphibolit Nr. 27. in jedem Feld der Projektion nebeneinander stehen.

In der Feldspatprojektion (Fig. III.) kommt es deutlich zum Ausdruck, dass der Plagioklas dieses Celebeser Amphibolits unter den analysierten Ost-Celebeser Gesteinen am reichsten an Anorthitsubstanz ist. Aus der Feldspatprojektion ist zu ersehen, dass der Anorthitgehalt des normativen 86%, hingegen der in dem Gesteinplagioklas bestimmte An-Gehalt im Mittelwerte 76% ist. Der Grund dieses Unterschiedes hängt wahrscheinlich mit der Epidotbildung zusammen.

Die Si-U-L Dreieckprojektion (Fig. IV.) zeigt die eruptive Herkunft des Celebeser Amphibolits, dessen Projektionspunkt im Eruptivfeld ist und zwar liegt die, die Gabbro und Peridotmittel verbindende Linie, näher zum Gabbro.

	Feldspatreicher- Amphibolit von Ost-Celebes (Nr 27.)	6. Typus des pyro- xenit-hornblen- dit-gabbroiden Magmas	Amphibolit von Ost-Celebes (Nr 44.)
si	99	100	83.7
al	25.7	23.5	25.5
fm	41.2	40.5	44.3
c	31.3	31.5	26.3
alk	1.8	4.5	3.9
k	—	0.16	0.05
mg	0.75	0.75	0.83
c/fm	0.75	0.78	0.59
Schnitt	V	V.	IV.
ξ	27.5	28	29.4
η	57	55	51.8
ξ	33.1	36	30.2
an	8.7	6.78	7.03
ab	1.3	2.70	2.52
or	—	0.51	0.13
ls	0.59	0.65	0.79
fs	0.49	0.53	0.58
qs	—0.08	—0.18	—0.37

Zusammenfassend können wir auf Grund der mineralogischen Zusammensetzung feststellen, dass *das Gestein ein Feldspatreicher Orto-amphibolit* ist, was durch die chemische Zusammensetzung bestätigt wird.

Quarzporfirit.

(Gestein Nr. 28.)

Fundort : Aus dem Flussbett des Kajokeoe Flusses.

Ist ein dunkelbraunes etwas schon zersetztes Gestein mit prophyrischer Struktur. In der dichten Grundmasse sitzen manchmal 0,5 cm grosse, säulenförmige Feldspatkristalle. Die Grundmasse ist mit unbewaffnetem Auge homogen, in der keine Gemengteile erkennbar sind. Obzwar dieses Gestein schon etwas zersetzt ist, so habe ich es doch ausführlich untersucht, weil es neben dem Andesittuff (Nr. 22.) das einzige Ergussgestein ist, welches aus dem von der Expedition durchforschten Gebiete stammt.

Unter dem Mikroskop zeigt das Gestein eine hypokristallinische Struktur. Die rotbraun gefärbte Grundmasse besteht hauptsächlich aus Quarzkörnern, kurzen Prismen oder leistenförmigen Feldspatkristallen und aus einer nicht näher bestimmbaren Masse. Die Anordnung der in der Grundmasse vorkommenden Erzmikroliten geben den Anschein, als ob eine fluidale vorhanden wäre. Die Hauptgemengteile des Gesteins sind : Plagioklas, Quarz, Apatit ; die femischen Gemengteile : Amphibol, oder Biotit sind vollständig zersetzt. Die Nebengemengteile, beziehungsweise sekundär gebildeten sind : Epidot, Calcit, Sericit, Chlorit Rutil, Rhönit und viele Erzmikroliten. Der Magnetit wurde wahrscheinlich zu Hematit oxidiert welcher die Färbung des Gesteins verursacht.

Der Einsprengling ist nur Plagioklas, welcher 14 Vol. % ausmacht.

Der *Plagioklas* ist in zwei Generationen ausgebildet ; die grösseren Kristalle sind Einsprengelinge, die kleineren kommen in der Grundmasse vor. Die Plagioklaseinsprenglinge sind

idiomorph; Prismen, an welchen die Formen: b (010), c (001), x (101), m (110) und M (110) genau bestimmbar waren. Zwillingbildungen nach Albit, Albit und Karlsbadergesetz sind allgemein ausgebildet. Die Plagioklase nach den folgenden Messungen sind Andesin (29–34% An).

Albitzwillinge, Schnitt senkrecht MP.

1 = 11,5°	1' = 12,9°	entspricht	29% An
1 = 13,9°	1' = 15,5°	»	31% An
1 = 16,4°	1' = 17,4°	»	33% An
1 = 16,3°	1' = 17,6°	»	33% An
1 = 17,9°	1' = 19,2°	»	34% An

Konjugierte Auslöschung in Karlsbader Albitzwilling, Schnitt senkrecht M.

Ind. 1	$\alpha' : M = 7,1^\circ$
Ind. 2	$\alpha' : M = 16,5^\circ$
An-Gehalt 34%.	

Der optische Charakter ist negativ und positiv. In den Spaltrichtungen sitzen feine Hematitlamellen. Der Kern des Plagioklas ist öfters zersetzt und mit Calcit ausgefüllt, nur die äussere Zone bleibt frisch, in welcher die Spaltrichtungen und Zwillinglamellen gut wahrnehmbar sind. In dem, den Kern des Feldspates ausfüllenden Calcites sind kleine Epidotprismen zerstreut und um den Feldspat herum befinden sich winzige, grünbraune Rutilprismen.

Die farbigen Gemengteile des Gesteins sind vollständig zersetzt; die Magnetitkörner, welche die Form eines Prismas ausfüllen oder eine Opazit-Umrahmung bilden und auch der anwesende Chlorit beweisen, dass die ursprünglichen, farbigen Gemengteile Amphibol oder Biotit waren, von welchen diese Mineralien entstanden sind. Die öfters vorkommenden Rutilkörner sind auch mit dieser Verwandlung in Zusammenhang zu bringen.

Der Quarz kommt nur in der Grundmasse vor. Die kleinen xenomorphen Körner desselben sind mit Erzmikroliten bestreut.

Das Gestein wurde von *Koloman Emszt* analysiert.

SiO ₂	65.94%	Projektionswerte :			
TiO ₂	1.28	al =	40.9	ζ =	63.3
Al ₂ O ₃	15.26	fm =	31.4	η =	46.2
Fe ₂ O ₃	2.46	c =	5.3	ξ =	27.7
FeO	3.85	alk =	22.4		
MnO	0.20	si =	299.6	or =	0
MgO	1.11	k =	0	ab =	8.94
CaO	1.10	mg =	0.23	an =	1.05
Na ₂ O	5.06	ti =	4.38	ls =	0.48
K ₂ O	0	p =	0.41	fs =	0.13
H ₂ O+ ¹¹⁰	2.27	o =	0.26	qs = +	0.39
H ₂ O— ¹¹⁰	0.37	qz =	+110.2		
CO ₂	1.05	c/fm =	0.16	Si =	65
P ₂ O ₅	0.22			U =	24.3
<hr/>				L =	10.7
	100.11%				

Spez. Gewicht: 2,600.

Nach dieser Analyse ist es sehr schwer dieses Gestein in die Niggli'schen Magmengruppen einzureihen, was aus ihrer Zersetzung erklärlich ist. Die Projektionswerte jener Magmatypen, welche zum Vergleich herangezogen werden können, sind in der beigeschlossenen Tabelle zusammengestellt.

Die auffallendste Eigenschaft dieses Gesteines ist, dass bei so hohem SiO_2 -Gehalt das Kalium fehlt, was den zersetzten und ausgelaugten Zustand beweist; diese wurde schon durch die optischen Untersuchungen bekräftigt.

In der *Si-U-L. Dreieckprojektion* (Fig. IV.) fällt der Analysenpunkt des Gesteins, wegen seiner niedrigen L-Werte, in das Sedimentfeld.

Von der *Tetraederprojektion* (Fig. II.) ist feststellbar, dass das Gestein zwischen den Granit-Granodioritpunkten liegt, was somit übereinstimmt, dass es sich unter dem Niggli'schen Magmentypen auch der Normalgranitischen und Granodioritischen Magmengruppe nähert, wohl die höheren si-fm- und die auffallend niedrigen c-Werte wesentliche Unterschiede zeigen.

In der *si-Projektion* (Fig. V.) liegt der Punkt des Gesteins wegen seiner höheren qs- und ls-Werte entsprechend in der Richtung der Quarzecke, etwas von den Projektionspunkten der oberen Magmentypen entfernt.

	Quarzporfirit von Ost-Celebes (Nr 28.)	1 Typus des normal- granitischen Magmas	2 Typus des plagioklas- granatischen Magmas	15 Typus des granodioritischen Magmas
si	299.6	270	310	270
al	40.9	35	42	39
fm	31.4	26	16	23
c	5.3	15	16	17
alk	22.4	24	26	21
k	—	0.42	0.22	0.43
mg	0.23	0.33	0.47	0.40
c/fm	0.16	0.58	1.00	0.74
Schnitt	—	IV.	V—VI.	V.
ξ	63.3	59	68	60
η	46.2	50	58	56
ζ	27.7	39	42	38
or	—	3.40	1.68	3.01
ab	8.94	4.71	5.96	3.99
an	1.05	1.86	2.35	3.00
ls	0.48	0.61	0.60	0.60
fs	0.13	0.11	0.05	0.08
qs	+0.39	+0.28	+0.35	+0.32

Granathältiger Zoisit-Amphibolit.

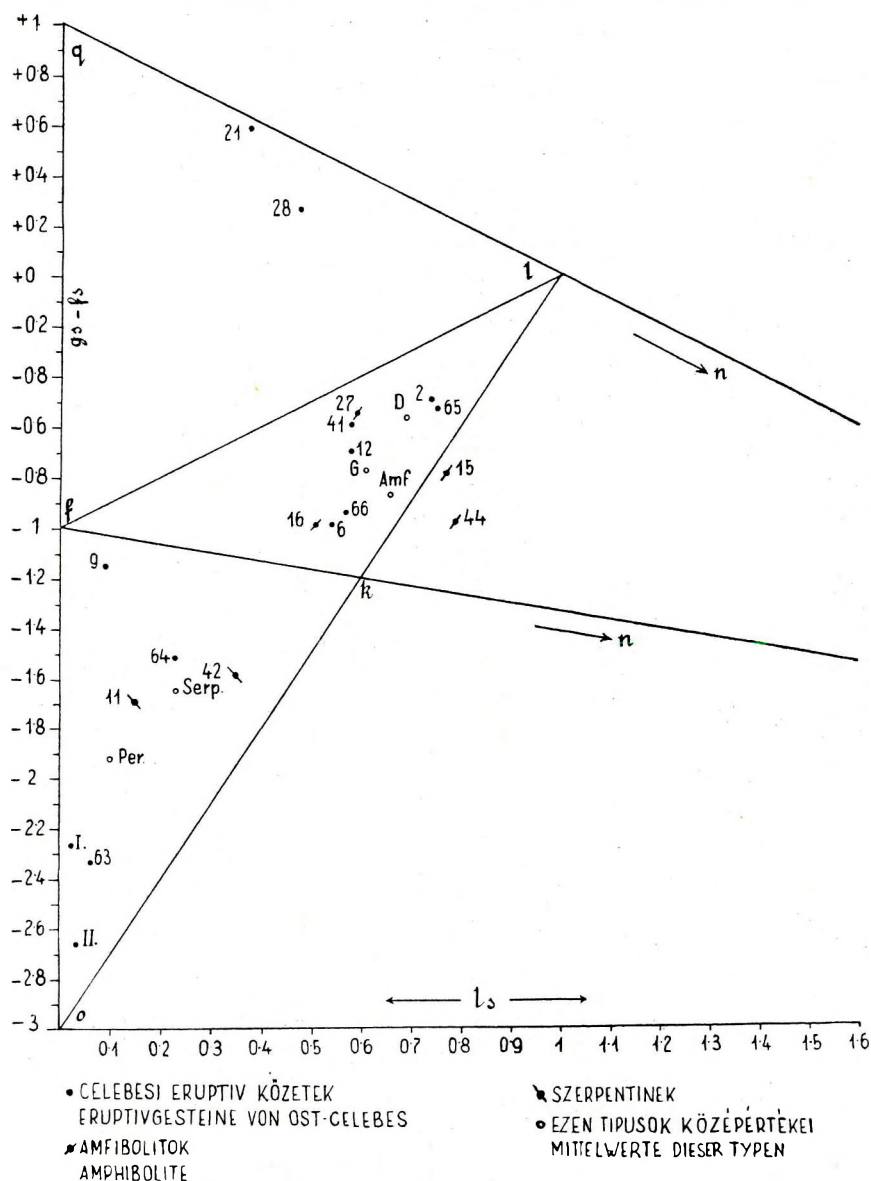
(Gestein Nr 30.)

Fundort: Anstehendes Gestein aus dem Flussbett des Sungi-Taro Flusses, welcher ein Nebenfluss des Sungi-Momo ist.

Ein dunkelgraues, fleckiges Gestein, feinkörnig etwas gepresst, sogar kataklastisch, Die Spalten wurden von einem weissen Mineral ausgefüllt. Mit dem unbewaffneten Auge kann man nur die braungrünen Spaltungsprismen des Amphibols erkennen. Zwischen denselben befindet sich ein mattweisses Mineral, ausserdem sind die rosenroten Granatkörner dicht zerstreut.

Unter dem Mikroskop beobachtet man folgende Gemengteile: Amphibol (Uralit), monoklin-Pyroxen, Saussurit, Rutil, Titanit, Apatit, Ilmenit und Magnetit.

Die Struktur des Gesteins ist nicht gleichartig. Meistens hat es eine körnige Struktur, welche aber nicht typisch ausgebildet ist, weil das Ende der Amphibolprismen zackig oder büschelförmig ausgefaser ist. An manchen Stellen gruppieren sich die Amphibolprismen reihenweise an, wodurch eine kristalloblastische Struktur ausgebildet wurde. Diese strukturelle Variation wurde wahrscheinlich durch Dinamometamorphe-Wirkung hervorgerufen. Unter Mitwirkung



VI. ábra. si-projektio. ● celebeszi eruptívközetek, ○ amfibolitok, ▲ szerpentinek, ○ ezen típusok középértékei.

Fig. VI. si-Projektion. ● Eruptivgesteine von Ost-Celebes, ○ Amphibolite, ▲ Serpentine, ○ Mittelwerte dieser Typen.

gebirgsbildenden Drucks sind die Gemengteile ebenfalls umgewandelt, dadurch ist der Pyroxen uralitisiert. Im Innern des Amphibols befindet sich öfters noch ein frischer Augitkern und dann sieht man wie die Hornblende mit zahlreichen Zacken und spießigen Fortsätzen in die frische Augitsubstanz hineindringt.

Ebenso ist der Feldspat unter Mitwirkung gebirgsbildenden Drucks in *Saussurit* umgewandelt worden. Den Raum des Feldspates hat ein dichtes, manchmal undurchsichtiges Aggregat ausgefüllt, in welchem Epidotkörner, Serizitschuppen und Albitlamellen erkennbar sind. Im

Gestein befinden sich noch einige frische Feldspatlamellen. Sekundär gebildet sind noch : Rutil, Titanit, Granat, welche relativ öfters vorkommen.

Der wichtigste Gemengteil im Gestein ist der *Amphibol*, dessen Prismen oder ausgefaserte Kristalle stellenweise in Reihen gruppiert sind. Im durchfallenden Licht sind die Amphibole von grüner Farbe und zeigen Pleochroismus :

α = bläulichgrün ; β = grünlichgelb ; γ = blasses-grünlichgelb.

Auslöschung : $c \gamma = 17.6^\circ$.

Optischer Charakter : negativ. Dispersion = $\rho > \nu$. Der Achsenwinkel ist nahe von 90° .

Die im Innern der Amphibole auffindbaren *Pyroxen-Reste* sind im durchfallenden Licht farblos. Die Spaltbarkeit nach den Prismen ist gut entwickelt.

Auslöschung : $c \gamma = \text{ca } 42^\circ$.

Dieser Pyroxen ist wahrscheinlich ein Übergangsglied zwischen Diopsid und Diallag, weil die charakteristische Teilbarkeit nach (100) nicht entwickelt ist.

An den *Zoisitprismen* und Körnern ist eine gute Spaltbarkeit wahrnehmbar. Der optische Achsenwinkel ist sehr veränderlich, manchmal 0° . Optischer Charakter negativ. Dispersion stark und $\rho > \nu$.

Der *Epidot* erscheint in xenomorphen, farblosen Körnern, welche einen negativen optischen Charakter zeigen.

Der *Rutil* tritt öfters in kurzprismatischen oder wassertropfenähnlichen Kristallen auf. Die scharfen Spaltrisse und die Zwillingszusammenwachsungen sind an ihnen gut bemerkbar.

Der *Titanit* ist gewöhnlich mit dem Rutil zusammengewachsen ; manchmal kommt er auch in alleinstehenden Kristallen vor.

Auf Grund der mineralogischen Zusammensetzung ist *das Gestein ein granathaltiger Zoisit-amphibolit*.

Mylonitisierter Gabbro.

(Gestein Nr 33.)

Fundort : Die Umgebung der Tolo-Bucht, zwischen Tomira und Momo.

Das hellgraue Gestein hat einen geschichteten Anschein, als wäre es gepresst worden. Es ist kein frisches, aber doch gut erhaltenes, hartes Gestein. Die zusammengestellten Gemengteile lassen sich nicht unterscheiden. Die Hauptmasse besteht aus einer grauweißen, homogenen Masse, in welcher verschwommene, grünliche Mineralflecke sitzen.

Mikroskopisch zeigt sich ein verworrenes, in einigen Teilen undurchsichtiges Aggregat, in welchem : Amphibol, Zoisit, Plagioklas-Reste. Talk, Magnetit und Apatit wahrnehmbar sind.

Die Struktur des Gesteins erinnert an jene des Kontakt-Gesteins. Der wichtigste Gemengteil ist der *Amphibol*, welcher selten in selbständigen Kristallen vorkommt, meistens in kürzere oder längere Fasern zerfallen ist, welche systemlose, durchgewachsene Haufen bilden. Die Amphibolprismen sind am Ende zerfasert und zeigen fleckige Auslöschung. In den farblosen Amphibolen sind viele Einschlüsse und zwar kleine Magnetitkörner oder auch feine, durchsichtige Fäden, welche sie wolkenartig bedecken.

Der *Plagioklas* kommt als xenomorphe Körner vor, an welchen die Albit, Albit-Karlsbader Zwillingsverwachsungen wahrnehmbar sind. Die Spaltbarkeit ist nicht entwickelt. Im Schnitt eines Albit und Karlsbader Komplexzwillings habe ich folgende Auslöschung gemessen :

- | | | |
|-----------|---------------|--------------|
| 1. Ind. | $\alpha' : M$ | 28° |
| 2. Ind. | $\alpha' : M$ | 35.5° |
| An-Gehalt | | 78%. |

Auf Grund dieser Messungen ist dieser Plagioklas Bytownit. Der optische Charakter negativ. Dispersion : $\rho < \nu$.

Im verworrenen Aggregat sind *Zoisit-Bündel* erkennbar. Die feinen, langen Epidotprismen sind in der Garbe zusammengewachsen. Der Zoisit ist im durchscheinenden Licht farblos, gerade Auslöschung, höhere Lichtbrechung, niedrige, aber normale Interferenzfarbe und positiver Charakter sind charakteristisch.

Der *Talk* erscheint als Einschluss des Amphibols. Die xenomorphen, faserigen Leisten zeigen gute Spaltbarkeit, hohe Interferenzfarbe und kleine optische Achsenwinkel. Der Apatit und Magnetit sind Einschlüsse.

Auf Grund der mineralogischen Zusammensetzung ist es schwer dieses Gestein zu bestimmen. Es ist wahrscheinlich dass nur die Feldspat-Reste primär sind, die anderen Gemengteile sind sekundär. Der Zoisit hat sich aus dem Feldspat, der Amphibol aus dem Pyroxen umgewandelt. Das ursprüngliche Gestein konnte ein Gabbro sein und die umbildende Wirkung die Bewegung.

Nach dem Obigen ist das Gestein ein *Mylonitisierter-Gabbro*.

Serpentin.

(Gestein Nr 36.)

Fundort : Anstehendes Gestein aus der Gegend von Lemo-Lemo, zwischen dem Dorfe Tangjon-Rata und Ondolean.

Dunkelgrünes Gestein, mit einer bräunlichen Schattierung, die Struktur ist feinkörnig und kompakt, in der nur Erzkörner erkennbar sind.

Mikroskopisch untersucht zeigt es als Gemengteile : Serpentin, Chlorit, Magnetit, Calcit, Talk, Granat und die Reste eines monoklin-Pyroxen. Die Struktur ist eine gut ausgebildete Maschenstruktur.

Der Hauptgemengteil ist der *Serpentin*, welcher bandartig ausgebildet ist. In der Mitte dieser Serpentinbänder zieht eine achsenartig ausgebildete Faser, von winzigen, rundlichen Magnetitkörnern mit 0.002 mm als Durchmesser. Auf diesen Magnetitachsen stehen die max. 0.05 mm langen *Chrysotilfasern* senkrecht (α in der Längsrichtung). Die Chrysotilfasern sind im durchfallenden Licht farblos, zeigen gerade Auslöschung ; sie sind durch eine höhere Lichtbrechung, als die des Canadabalsams und durch einen kleineren optischen Achsenwinkel charakterisiert. Der Raum zwischen den Serpentinbändern wird von Chrysotilfasern und zahlreiche Antigoritblättchen ausgefüllt. Die Antigoritlamellen haben in der Länge die γ Richtung. Sonst sind sie zweiachsig und zeigen einen negativen optischen Charakter.

Der *Chlorit* bildet kleine, farblose Lamellen. Wird durch eine bräunlichgraue Interferenzfarbe, negativen Charakter und einen sehr kleinen, fast 0° Achsenwinkel gekennzeichnet.

Zerstreut findet man noch Calcitbüschel und Talkblättchen in dem Gestein.

Die *monoklin-Pyroxenreste* haben entweder eine prismatische Ausbildung oder bilden xenomorphe Körner. Eine nähere Bestimmung war nicht möglich ; es handelt sich aber um einen Diallag.

Die *Granatkörner* sind stark gesprungen und im durchscheinenden Licht bräunlich.

Auf Grund der obigen mineralogischen Zusammensetzung ist es nicht möglich das ursprüngliche Gestein zu bestimmen. *Dieses Gestein ist ein Serpentin, wegen seiner Maschenstruktur ist er ein Chrysotil-Serpentin.*

Amphibol-Diorit.

(Gestein Nr 41.)

Fundort : der südliche Teil des Kaoenoe-Beckens, der basischen Eruptivdecke an dem Kaoenoe Flusse entnommen.

Graues, feinkörniges Gestein, in welchem die bräunlichgrünen Spaltungsprismen des Amphibols und die milchweissen Feldspatlamellen erkennbar sind.

Unter dem Mikroskop zeigt es sich, dass die Struktur körnig aber nicht typisch ausgebildet ist und erinnert an die Struktur des Kontakt-Gesteins. Die Amphibolprismen sind nämlich am Ende gefasert und bilden ineinander durchwachsene Haufen, doch in den Intrusivgesteinen, wie der Diorit, zeigen die Amphibole mehr idiomorphe Kristalle.

Die Gemengteile des Gesteins sind : Plagioklas, Amphibol, uralitisierter Pyroxen, Zoisit, Epidot, Apatit und Magnetit ; Plagioklas 40 Vol. %, Amphibol und uralitisierter Pyroxen = 56.8%, Zoisit und Epidotflecken = 2.1 und Apatit 1.1%.

Die tafelähnlichen Prismen des *Plagioklas* haben manchmal eine Länge von 0.5 mm. Sie zeigen Zonarstruktur und haben nach dem Albit, Albit-Karlsbader Gesetze zusammen gewachsene Zwillinge. Ihre Bestimmung erfolgte auf Grund der folgenden Messungen.

Albitzwillinge, senkrecht MP:

$\alpha' : M = 37.2^\circ$	entspricht 73% An
$\alpha' : M = 31.3^\circ$	» 60% An
$\alpha' : M = 24.9^\circ$	» 45% An

Konjugierte symetrische Auslöschung der Zwillinge nach dem Albit und Karlsbader Gesetze, Schnitt senkrecht M:

$\alpha' : M$	Ind. 1. = 20.3°	Ind. 2. = 12.2°	39% An
$\alpha' : M$	Ind. 1. = 28°	Ind. 2. = 24.9°	49% An
$\alpha' : M$	Ind. 1. = 22.3°	Ind. 2. = 16.4°	46% An
	im Kern	in der Hülle	
$\alpha' : M$	Ind. 1. = 37.1°	$\alpha' : M$	Ind. 1. = 23.1°
$\alpha' : M$	Ind. 2. = 26.4°	$\alpha' : M$	Ind. 2. = 13.6°
	An-Gehalt 75%	44%	
$\alpha' : M$	Ind. 1. = 26.7°	$\alpha' : M$	Ind. 1. = 17°
$\alpha' : M$	Ind. 2. = 25.4°	$\alpha' : M$	Ind. 2. = 3.3°
	An-Gehalt 63%	37%	

Nach diesen Messungen ist der Plagioklaskern ein Labrador mit 75% An-Gehalt, während die äussere Zone ein Andesin mit 37% An ist. Der Mittelwert des An-Gehaltes beträgt 50%. In dem Plagioklas befinden sich fein verteilte Kaolin- und Calciteinschlüsse.

Der *Amphibol* erscheint in den Prismen oder Lamellen und auch in den Fasern. Das Ende der Prismen ist grössenteils faserig, die Fasern haben sich in systemlose Häufchen gesammelt. Im durchfallenden Licht ist der Amphibol grün, aber fleckig. Im Innern der Kristalle sind Pyroxenreste öfters auffindbar, was die uralitisierte Umwandlung beweist. Der Amphibol hat einen schwachen Pleochroismus : $\alpha = 36$ gelbgrüngrau t ; $\beta = 35$ gelbgrau s ; $\gamma = 14$ grasgrün u.

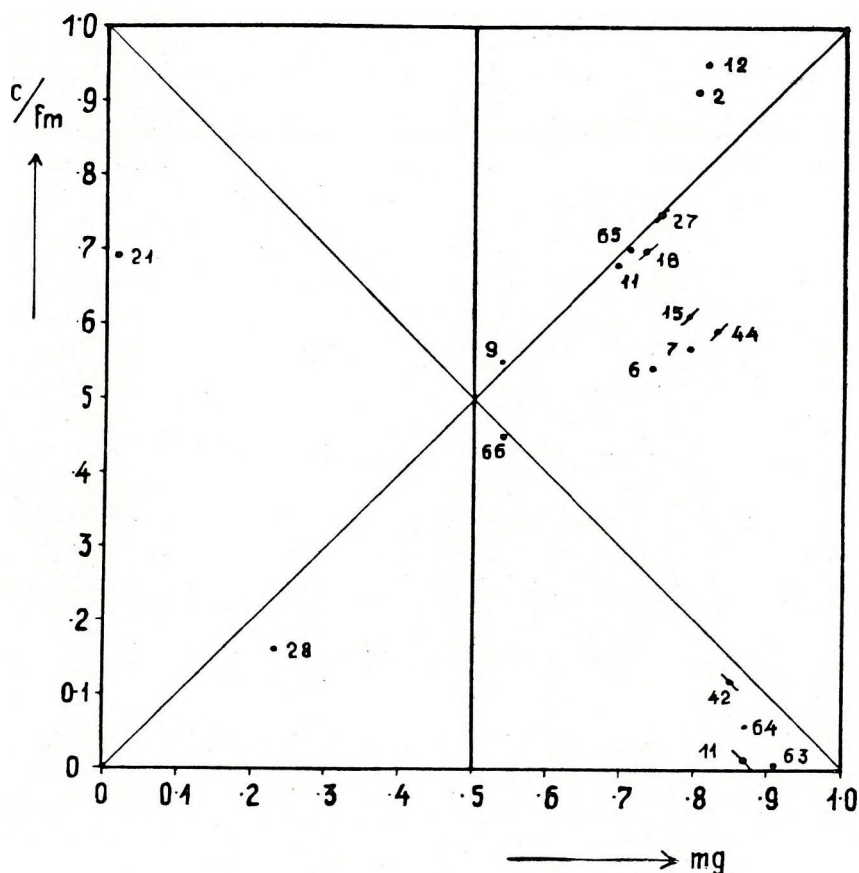
Auslöschung an (010) Fläche :

$$c : \gamma = 15.8^{\circ}$$

(Dies ist der Mittelwert der Messungen von vier Schnitten, $d = \pm 0.7^{\circ}$)

Doppelbrechung : $\gamma - \alpha = 0.026$.

($I = 0.669 \mu$ bei Dicke 24.9μ). Der optische Achsenwinkel ist ca $70-80^{\circ}$. Der optische Charakter : negativ. Dispersion : $\rho > \nu$.



VII. ábra. c/fm — mg diagramm. ● eruptivkőzetek, ○ amfibolitok, □ szerpentinek.

Fig. VII. c/fm — mg Diagramm. ● Eruptivgesteine, ○ Amphibolite, □ Serpentine.

Der *Pyroxen-Rest*, welcher in den Amphibolen auffindbar ist, hat charakteristische Spaltbarkeit und Zwillingsverwachsungen nach (100). Im durchscheinenden Licht ist er blass-bräunlichgrün. Die Lichtbrechung ist höher, als die des ihn umgebenden Amphibols. Der optische Charakter : positiv. Es war nicht möglich andere optische Daten zu finden, nach obigen kann es ein *gemeiner-Augit* sein.

Im Gestein befinden sich auch gut ausgebildete idiomorphe *Amphibol* Kristalle, welche am Ende nicht gefasert sind und an welchen die Flächen (010) und (110) bestimmbar waren. Die Farbe und die anderen Eigenschaften dieser Amphibolkristalle sind homogen, wodurch bewiesen ist, dass sie primär und nicht durch Uralitisierung umgewandelt wurden.

Der *Zoisit*, welcher in den Amphibolkristallen sitzt, ist durch Umwandlung (Uralitisierung) entstanden und kommt in zwei Formen vor ; als selbständige Kristalle und als Büschel oder

Flecke im verwirrten, undurchsichtigen Aggregat. Die Zoisitbüschel sind in den Amphibol und auch in Feldspatkristallen verbreitet. Die selbständigen, xenomorphen Zoisitkristalle sind wasserklar und im durchfallenden Licht blassgelb. Die Spaltbarkeit ist gut ausgebildet. Seine Lichtbrechung ist höher als bei dem Amphibol. Der optische Charakter: negativ. Die Interferenzfarbe ist anomal und indigoblau.

Magnetit und Apatit sind Einschlüsse im Amphibol und Feldspat.

Der im Gestein beobachtete Uralitisierungsvorgang vollzog sich entweder durch tektonische Bewegung oder durch Kontaktwirkung. Bei diesem Gestein müssen wir das Letztere annehmen, entsprechend den Angaben von Lóczy; die Magma drang in einen jura-Kalkstein und bildet in demselben gegenwärtig einen selbständigen Kegel. Die Uralitisierung konnte im diesem Falle nicht durch die tektonische Bewegung verursacht worden sein, weil mit derselben auch die Verschiebung des Gesteins erfolgt wäre, während dieses Gestein eine massige Textur und kristallinisch-körnige Struktur besitzt. Die Bewegung musste aber doch eine gewisse Rolle gespielt haben, worauf aus der Ausfaserung des Amphibols oder dessen verworrenen, faserigen Anhäufungen zu schliessen ist; die Bewegung musste aber bereits nach der Kontaktwirkung erfolgt sein.

Das Gestein wurde von Herrn Koloman Emszt analysiert.

SiO ₂	48.43%	Projektionswerte:			
TiO ₂	1.28				
Al ₂ O ₃	16.77	al =	22.8	or =	0.29
Fe ₂ O ₃	3.04	fm =	42	ab =	4.35
FeO	3.82	c =	28.8	an =	5.61
MnO	0.11	alk =	6.4	ls =	0.58
MgO	8.41	si =	111.8	fs =	0.48
CaO	11.46	k =	0.01	qs =	-0.12
Na ₂ O	2.85	mg =	0.69		
K ₂ O	0.03	qz =	-13.9	Si =	46.9
H ₂ O+ ¹¹⁰	2.18	c/fm =	0.68	U =	36
H ₂ O- ¹¹⁰	0.62	ti =	2.22	L =	17
CO ₂	0.21	p =	0.89		
P ₂ O ₅	0.91				
CrO	Spur	ζ =	29.2		
BaO	0.09	η =	51.5		
SrO	0.18	ζ =	35.1		
100.40%					

Spez. Gewicht: 2.905.

Die Projektionswerte des Gesteins zeigen mit der Niggli'schen Gabbro-Dioritischen Magmengruppe eine Verwandtschaft; folglich bildet sie chemisch einen Übergang zwischen den Gabbro und Dioriten, was durch die mineralogische Zusammensetzung bekräftigt wird. Gegenüber dem Magmentyp hat das Celebeser Gestein einen viel kleineren si-Wert, aber die alk- und c-Werte sind auch kleiner. Nach der beiliegenden Tabelle zeigt das Celebeser Gestein eine grössere Verwandtschaft mit dem Odenwalder Gangdiorit (von Ober-Ramstadt), von welchem es sich durch kleinere k- und grössere mg-Werte unterscheidet.

Im Konzentrationstetraeder (Fig. II.) liegt der Punkt des Gesteins in der Nähe der Projektionspunkte der Becke'schen Gabbromitte und des Odenwalder Diorits. Infolge seines mehr

leukokraten Charakters und seines höheren ξ ($= \text{alk} + \text{al}$)-Wertes verzieht sich der Niggli'sche Gabbrodiorit mehr in die Nähe des Quarzdioritmittels. Sein höherer SiO_2 -Wert kommt auch im Kieselsäurefeld zum Ausdruck.

	Amphibol-Diorit von Ost-Celebes (Nr 41.)	4 Typus des gabbrodiori- tischen Magmas	23 Dichter-Gang- diorit Ober-Ram- stadt, Odenwald	IV. Gabbro-Mittel nach Becke
si	111.8	135	113	107
al	22.8	24.5	22.5	24
fm	42	42.5	45	42
c	28.8	23	25.5	27
alk	6.4	10	7	7
k	0.01	0.28	0.12	0.19
mg	0.69	0.50	0.47	0.60
c/fm	0.68	0.57	0.56	0.64
Schnitt	V.	IV.	IV.	V.
ξ	29.2	34.5	29.5	31
η	51.5	47.5	48	51
ζ	35.1	33	32.5	34
an	6.61	4.20	5.25	5.4
ab	4.35	4.17	4.2	3.6
or	0.29	1.62	0.56	0.8
ls	0.58	0.65	0.65	0.71
fs	0.48	0.37	0.48	0.48
qs	—0.12	—0.03	—0.13	—0.19

In der *Feldspatprojektion* (Fig. III.) liegt der Punkt des Celebeser Amphiboldiorit fast genau auf der ab-an Linie. Der Anorthitgehalt der Plagioklasnorm beträgt, wie aus der Projektion herauslesbar, 56. v. H. während die im Gestein bestimmten Plagioklas als Durchschnittswert 53% An-Gehalt aufweisen.

In der *si-Projektion* (Fig. V.) kommt das Verhältnis zwischen dem Celebeser Amphiboldiorit und dem aufgezählten Typen gut zum Ausdruck. Der Projektionspunkt des Magmatypus verzog sich entsprechend dem mehr leukokraten Charakter eher in der Richtung der l-Spitze in die Nähe der l-f Linie, was einen höheren Feldspatgehalt, vielleicht schon freien Quarzgehalt bezeugt.

Serpentin.

(Gestein Nr. 42.)

Fundort : Kaoeroe, neben dem Dorfe Kampang, anstehendes Gestein.

Graulichgrün gefärbtes, gleichmässig dichtes Gestein, in welchem zerstreute hellere Flecke und wenige Pyrit und Chalkopyritkörner zu entdecken sind.

Unter dem Mikroskop sind Serpentin, Chlorit, Magnetit, Talk, Calcit und wenige Überreste des monoklin Pyroxen als Gemengteile zu erkennen. Das Gewebe des Gesteins zeigt eine typische Gitterstruktur.

Die Hauptmasse des Gesteins wird durch täfeligen *Antigorit-Serpentin* gebildet, dessen prismatische Lamellen an ihrem Ende gefasert sind und eine gute Spaltbarkeit zeigen. Die Lamellen erscheinen im durchscheinenden Licht farblos, zeigen eine gerade, aber oft wellige Auslöschung und blaugraue Interferenzfarbe, γ in der Längsrichtung. Lichtbrechung ist höher als beim Canadabalsam. Optisch zweiachsig; $2V_a$ aber sehr klein. Optischer Charakter ist negativ. Im Gestein zerstreut ist auch faseriger Serpentin-*Chrysotil* aufzufinden. Derselbe bildet im durchscheinenden Licht blasse, gelblichgrüne, bandartige Gebilde, und α in der Längsrichtung. Sind optisch zweiachsig, mit niedrigen Achsenwinkel.

Zwischen den in der Nähe der Pyroxen berreste zusammenget rmten *Magnetitkörnern* sind auch winzige *Chloritlamellen* zu entdecken. Lichtbrechung derselben ist höher als jene des Serpentin. Sie sind optisch einachsig, mit positiven optischen Charakter. Die Interferenzfarbe ist bräunlichgrau. Das Gestein ist reich an Magnetit. Die feinkörnigen Anhäufungen oder wolkenartig zerstreuten Mikrolithe desselben erscheinen hauptsächlich in den Pyroxen berresten.

An *Pyroxen berresten* ist das Gestein ziemlich arm. Die xenomorphen, im durchscheinenden Licht braunen, trüben Lamellen von verwischter Struktur verraten positiven Charakter, schiefe Auslöschung und eine $\rho > \nu$ Dispersion. In den einstigen Spaltrichtungen sind Magnetitkörner, als auch Calcitf den zu entdecken. Wahrscheinlich ist es Diallag, dessen nähere Bestimmung aber nicht möglich war.

Das Gestein wurde von Oberdirektor *Koloman Emszt* analysiert.

SiO ₂	39.90%	Projektionswerte :	
TiO ₂	0.25		
Al ₂ O ₃	9.74	al =	11
Fe ₂ O ₃	4.13	fm =	77
FeO	3.74	c =	11.5
MnO	0.28	alk =	0.52
MgO	25.30	si =	69.2
CaO	6.15	k =	0
Na ₂ O	0.31	mg =	0.85
K ₂ O	Spur	qz =	−32.8
H ₂ O+ ¹¹⁰	6.58	c/fm =	0.14
H ₂ O− ¹¹⁰	0.79	ti =	0.32
CO ₂	0.39	p =	0.76
P ₂ O ₅	1.04	h =	38.2
BaO	Spur	ls =	0.35
SrO	0.07	fs =	1.12
CrO	1.44	qs =	− 0.47
<hr/>			
100.11%			

Spez. Gewicht : 2.716.

In obiger Analyse ist entgegen der Zusammensetzung des Serpentin der niedrige MgO, der hohe Al₂O₃—und CaO—Gehalt auffallend. Wenn man die Projektionswerte mit den Niggli'schen Magmatypen vergleicht, ist eine Übereinstimmung mit der Hornblendit-Pyroxenit-Peridotit Magmagruppe feststellbar.

Der, für die hierher gehörigen olivinreichen Gabbro und Amphibolperidotite typische hohe fm-Wert, ist auch beim Celebeser Serpentin vorhanden.

Im *Konzentrationstetraeder* (Fig. 11.) liegt der Projektionspunkt des Celebeser Serpentin in der Nähe des erwähnten Magmatypus; rückt aber den höheren fm- und alk-Werten entspre-

chend in der Richtung der fm-Spitze etwas ab. Von dem Becke'schen Peridotit Mittelwert weicht er durch niedrigeren ζ ($= \text{al} + \text{alk}$) Wert ab.

	Serpentin von Ost-Celebes (Nr 42.)	12	V.
		Typus des hornblendit-pyroxenit-peridotitischen Magmas	Peridotit-Mittel nach Becke
si	69.2	80	70
al	11	10	5
fm	77	74	82
c	11.5	14	11
alk	0.52	2	2
k	0	?	0
mg	0.85	0.72	0.84
c/fm	0.14	0.16	0.13
Schnitt	II.	II.	II.
ξ	11.5	12	7
η	22.5	24	16
ζ	12	16	13
ls	0.35	0.35	0.25
fs	1.12	1.00	1.28
qs	-0.47	-0.35	-0.54

In der si-Projektion (Fig. V.) weicht der Celebeser Serpentin vom Magmatyp in der Richtung der fm-Spitze ab. Daraus lässt sich schliessen, dass der grössere Teil der Kieselsäure mit dem Pyroxen verbunden ist. Der grössere SiO_2 -Gehalt zeigt seine Auswirkung am ehesten in dieser Projektion. Der Becke'sche Peridotit-Mittelwert weicht vom Celebeser Serpentin in der Richtung der 0-Spitze ab, was den höheren Olivinegehalt bezeugt.

Aus der Lage des Punktes des Celebeser Serpentin können wir darauf schliessen, dass das ursprüngliche Gestein ein derartiger Peridotit sein konnte, welcher aus ziemlich gleichen Teilen von Olivin und Pyroxen aufgebaut war. Diese Feststellung wird durch die Si-U-L Dreiecksprojektion (Fig. IV.) bestätigt; der Analysenpunkt des Celebeser Serpentin liegt in demselben eruptiven Feld, an der, die Analysenpunkte des Serpentin und des Peridotit verbindenden Linie, in der Nähe des Becke'schen Peridotitpunktes.

Gemäss seiner mineralogischen und chemischen Zusammensetzung ist das Gestein als ein Antigorit-Serpentin anzusprechen.

Amphibolit.

(Gestein Nr. 44.)

Fundort: aus dem Jurakontakt bei dem Dorfe Salea.

Ist ein dunkelgrünes, mittelkörniges, schieferartiges Gestein, in welchem die grossen, gelblichgrünen Spaltprismen des Amphibols und farblose Feldspatkörner zu erkennen sind. Der Amphibol, welcher an Menge im Gestein das Übergewicht hält, schichtet sich abwechselnd mit dem Feldspat.

Unter dem Mikroskop sind als Gemengteile des Gesteins: Feldspat, Amphibol, Apatit, Quarz und Erzkörner zu erkennen. Sekundäre Gemengteile: Zoisit und Serizit. Das Gewebe des Gesteins ist porphyroblastisch, die Grundmasse von granoblastischer Entwicklung.

Der *Feldspat* bildet annähernd 37 Vol. % des Gesteins. An den isometrischen Körnern zeigt sich der Zwillingzusammenwuchs entsprechend dem Albitgesetz selten. Die Bestimmung der Feldspate erfolgte auf Grund unterstehender Messungen.

Konjugierte symmetrische Auslöschung der Zwillinge nach dem Albit und Karlsbader Gesetze:

$$\alpha : M = 28,1^\circ \quad 33,4^\circ \quad 75\% \text{ An}$$

Albitzwillinge, Schnitt \perp MP.

1 = 36,4°	1' = 33,6°	entspricht	70% An
1 = 35,6°	1' = 36,9°	»	71% An
1 = 36°	1' = 37,5°	»	73% An

Die Feldspate sind Bytownite mit 70—75% An-Gehalt. Ihr optischer Charakter ist negativ. Dispersion $\rho < \nu$. Als Einschlüsse enthalten sie Apatit. Die Plagioklase sind frisch und zeigen mit samt dem Amphibol nur stellenweise Verwitterungserscheinungen. In der, die Stelle des Feldspates ausfüllenden trüben, faserigen, fast undurchsichtigen Masse sind Zoisit und Serizitlamellen zu erkennen.

Die Hauptmasse des Gesteins 60 Vol. %, bildet der *Amphibol*. Erscheint in zweierlei Gestalten: die grösseren Kristalle sind Porphyroblaste, während die kleineren Kristalle gemeinsam mit den Feldspaten die Grundmasse aufbauen, aber beide zeigen eine ähnliche Entwicklung. Die grösseren Amphibolprismen sind an den Enden ausgefranst und zeigen Zonarstruktur, die Zone hat hellere Färbung, als der Kern. Zwillingzusammenwuchs nach (100) können wir nur an den kleineren Kristallen beobachten. Ist im durchscheinenden Licht hellgrün. Auslöschung an der (010) Fläche

$$c : \gamma = 18.5^\circ$$

(aus 4 Messungen bestimmt, $d = \pm 0.5$)

Doppelbrechung, $\gamma - \alpha = 0.0241$.

($I' = 0.455 \mu$ bei Dicke 18.8μ)

Auch schwacher Pleochroismus ist feststellbar: $\alpha = 38$ blaugrüngrau ν ; $\beta =$ grüngrau t ; $\gamma =$ grasgrün u. Optischer Charakter negativ. Einschlüsse sind Magnetit, Titanit und Apatit.

Das Gestein wurde von Koloman Emszt analysiert.

		Projektionswerte:	
SiO ₂	41.42%	al = 25.5	Si = 37.3
TiO ₂	0.43	fm = 44.3	U = 47.6
Al ₂ O ₃	21.42	c = 26.3	L = 14.9
Fe ₂ O ₃	1.18	alk = 3.9	
FeO	3.08	si = 83.7	or = 0.13
MnO	0.22	k = 0.05	ab = 2.52
CaO	11.97	mg = 0.83	an = 7.03
MgO	12.20	qz = -31.8	ls = 0.79
Na ₂ O	1.87	c/fm = 0.59	fs = 0.59
K ₂ O	0.15	h = 27.9	qs = -0.38
H ₂ O ⁺¹¹⁰	4.14	p = 0.52	
H ₂ O ⁻¹¹⁰	0.29	ti = 0.65	
CO ₂	0.58		
P ₂ O ₅	0.61		
SrO	0.27	$\xi = 29.4$	
	99.83%	$\eta = 51.8$	
		$\zeta = 30.2$	

Spez. Gewicht: 2.874.

Sowohl die chemische Analyse, als auch die Projektionswerte lassen auf ein Gabbromagma schliessen. Mit den Niggli'schen Magmatypen vergleichend ist es festzustellen, dass dies dem Pyroxenit-Hornblendit-Gabbroidtyp am nächsten steht. In der beigelegten kleinen Zusammensetzung sind auch die Angaben der Rosenbusch'schen Gabbro-Mittelwerte aufgenommen worden.

Der Celebeser Amphibolit wird entgegen den zwei Typen durch niedrigeren si-, höheren fm- und mg-Wert gekennzeichnet, was in seinem höheren Amphibolgehalt seine Erklärung findet. Die Übereinstimmung mit dem Rosenbusch'schen Gabbromittel ist grösser, als die mit dem Typ.

	Amphibolit von Ost-Celebes (Nr 44.)	6	1
		Typus des pyroxenit-horn- blendit-gabbroi- den Magmas	Gabbro-Mittel nach Rosen- busch-Osann
si	83.7	100	106.4
al	25.5	23.5	24.5
fm	44.3	40.5	42.7
c	26.3	31.5	26.4
alk	3.9	4.5	6.4
k	0.05	0.16	0.16
mg	0.83	0.75	0.53
c/fm	0.59	0.78	0.61
Schnitt	IV.	V.	IV.
ξ	29.4	28	30.9
η	51.8	55	50.9
ζ	30.2	36	32.8
an	7.03	6.78	5.85
ab	2.52	2.70	3.47
or	0.13	0.51	0.66
ls	0.79	0.65	0.70
fs	0.59	0.53	0.48
qs	-0.38	-0.18	-0.18

In der *Tetraederprojektion* (Fig. II.) liegt der Celebeser Amphibolit neben der Becke'schen Gabbromitte, in der Nähe der Projektionspunkte der erwähnten Typen. Im Kieselsäurefeld kommt der niedrigere Kieselsäuregehalt gut zum Ausdruck.

In der *Feldspatprojektion* (Fig. III.) liegt der Punkt der Celebeser Amphibolit an der ab-an Linie. Der aus der Projektion ersichtliche Plagioklasgehalt beträgt 70%, dasselbe Resultat erhalten wir aus den im Gestein gemessenen Plagioklasen.

In der *si-Projektion* (Fig. V.) weicht der Celebeser Amphibolit wegen seines niedrigeren SiO₂-Gehaltes, sowohl von dem Projektionspunkt der Magmatypen, als auch vom Gabbromittel ab. Sein Projektionspunkt liegt infolge des höheren und negativen qs-Wertes von der l-f Linie entfernt, schon im l-o-n Dreieck. Der niedrigere Feldspatgehalt kommt im Verhältnis zu den Typen in der Projektion gut zum Ausdruck.

Der Ortocharacter des Celebeser Amphibolit zeigt sich in der *Si-U-L Dreieckprojektion* (Fig. IV.) wo der Analysenpunkt im eruptiven Feld liegt.

Epidot-Amphibolschiefer.

(Gestein Nr 45.)

Fundort : Berg Negoi-Savile (267 m) neben dem Dorf Kolo.

Ist ein dunkelgrünfärbiges, feinkörniges, schiefriges Gestein, in welchen mit freiem Auge nur die bräunlichgrünen Spaltprismen des Amphibol zu erkennen sind.

Unter dem Mikroskop hat das Gestein eine granoblastische Struktur. Hauptgemengteile : Amphibol und Epidot ; Nebengemengteile : Titanit, Apatit. Das Verhältniss der beiden Hauptgemengteile ist nahezu gleich ; es gibt es aber Schichten, wo der Amphibol das Übergewicht erlangt (ca 80 Vol. %).

Die kurzen, gedrungenen Prismen des *Amphibols* entwickelten sich ohne Terminalflächen. Hat meist zonare Struktur. Die äussere Zone hat eine dunklere Farbe als der Kern. Im Dünnschliff ist er grün und hat entschiedenen Pleochroismus : $\alpha = 11$ gelbgrün v ; $\gamma = 13$ grasgrün f ;

Auslöschung an der (010) Fläche :

$$c : \gamma = 16,8^\circ.$$

Optischer Charakter negativ. Dispersion : $\rho > v$. Diese Daten deuten auf *gemeinen Amphibol*. Besonders der Kern des Amphibols ist reich an Einschlüssen, ausser Mikrolithen ist er mit Titanitkörnern und Apatitprismen vollgestreut.

Die prismatischen Kristalle des *Epidots* lassen oft Zwillingslamellen erkennen. Die zonare Struktur ist allgemein verbreitet und die Hülle ist eisenhaltiger, als der Kern. Im Dünnschliff ist er farblos. Die Interferenzfarben sind anomal und wechseln oft fleckenweise. Optischer Charakter negativ. Optischer Achsenwinkel gross. Dispersion : $\rho < v$. Der Kern des *Epidots* ist mit Mikrolithen vollgestreut, die Hülle einschlussfrei.

Die kleinen farblosen, abgerundeten Körner des *Titanits* sind als Einschluss nur um den Amphibol aufzufinden, fehlen aber im Epidot vollständig.

Das Gestein ist auf Grund des obigen ein Epidot-Amphibolschiefer.

Anorthosit.

(Gestein Nr 46.)

Fundort : vom Ufer des Moemongi Flusses, neben dem Dorf Tomira.

Ist ein hellgrünes, mittelkörniges Gestein, welches hauptsächlich aus farblosen Gemengteilen besteht ; die färbigen Gemengteile erscheinen nur in Gestalt von winzigen, braunlichgrünen Flecken.

Im Dünnschliff zeigt das Gestein eine kristallinisch körnige Struktur. Die Gemengteile sind überwiegend Plagioklas, sehr wenig Diallag und Olivenreste, Magnetit und Apatit ; endlich sekundär entwickelter Serpentin und Serizit.

Die grossen, tafeligen, selten prismatisch entwickelten Kristalle des *Plagioklas* sind xenomorph. Unter denselben sind auch 3 mm lange und 0,9 mm breite Prismen gemessen ; dieselben sind meist nach dem Albit und dem Albit-Karlsbadergesetze zusammengewachsene Zwillinge. Die zonare Struktur erscheint häufig. Die Bestimmung der Feldspate erfolgte auf Grund folgender Messungen :

Konjugierte symmetrische Auslöschung der Zwillinge nach dem Albit und Karlsbader Gesetze :

$\alpha' : M = 25.3^{\circ}$	30.9°	entspricht	68 % An
$\alpha' : M = 25.5^{\circ}$	36.6°	»	73 % An
$\alpha' : M = 27^{\circ}$	42.3°	»	86 % An
$\alpha' : M = 28.6^{\circ}$	38.8°	»	85 % An

Albitzwillinge, Schnitt \perp MP :

1 — $34,5^{\circ}$	1' — $35,2^{\circ}$	entspricht	68 % An.
--------------------	---------------------	------------	----------

Die Plagioklas gehören demnach der Labrador-Bytownit Reihe an ; ihr mittlerer An-Gehalt beträgt 76%. Optischer Charakter positiv und negativ. Die in den Plagioklasen erscheinenden fadenartigen, in einer Richtung verlaufenden und netzartig abzweigenden Adern bestehen hauptsächlich aus Serizit, welcher sich meist auf Kosten des Feldspats entwickelte. Die Plagioklasen enthalten als Einschlüsse Apatit.

Unter den, an Menge sehr geringen, färbigen Gemengteilen erscheint nur der *Diallag* in Gestalt von dünnen Lamellen. Zeigt eine vorzügliche Absonderung nach (100), die Spaltbarkeit entsprechend den Prismen, ist schwach. Ist im durchscheinenden Licht fast farblos, mit einem grünlichen Stich, verrät keinen Pleochroismus. Bezeichnend ist, dass er vollständig rein, einschlussfrei vorkommt.

Die im Gestein zerstreut erscheinenden, kleineren, abgerundeten *Serpentinflecke* entstanden aus der Verwitterung des Olivins ; dies wird auch durch die in demselben auffindbaren Überreste bestätigt. Der *Magnetit* hat sich rings um die Serpentinflecken angehäuft.

Auf Grund der mineralogischen Zusammensetzung ist das Gestein *Anorthosit*.

Lherzolith.

(Gestein Nr 48.)

Fundort : Via Ondolean-Kaoroe, in der Nähe Kaoroe.

Dunkelgraues, massiges Gestein mit Rutschflächen. Mit freiem Auge können bereits grosse, grasgrüne Olivinkörner von 1 cm Durchmesser und bronzbraune, vorzügliche Absonderungsflächen besitzende Pyroxene im Gestein beobachtet werden.

Im Dünnschliff sind Olivin, Bronzit, Diallag, Magnetit, Spinell, Apatit und Picotit als Gemengteile zu erkennen. Das Gestein verrät eine, aus dem ursprünglich körnigen Gestein, unter Einwirkung der bergbildenden Kräfte entstandene Schichtigkeit, welche stellenweise sogar in eine mechanisch-porphyrische Struktur übergeht. Infolge des gewaltigen Druckes sind die Gemengteile stark zersprungen, der spröde Olivin sogar soweit zerbröckelt, dass seine winzigen Körnchen als Grundmasse für die anderen, elastischeren Bestandteile dienen. Die wenigen grösseren, stark zersprungenen Olivinkörner zeigen wellige Auslöschung und sind entlang der Sprünge stark serpentinisiert.

Die grösseren Kristalle der Hauptgemengteile des *Olivins* zeigen negativen Charakter und einen nahezu 90° optischen Achsenwinkel.

Der *Diallag* bildet annähernd 28 Vol % des Gesteins. Unter den tafeligen Kristallen desselben fand ich 1—2 mm lange und 0.6 mm breite Prismen. Die Spaltung entsprechend den Prismen und die Teilbarkeit nach (100) hat sich nur schwach entwickelt. Die zersprungenen Kristalle sind im durchscheinenden Licht farblos, einschlussarm.

Auslöschung, $\gamma : c = 40.5^{\circ}$.

Der *Bronzit* nimmt mit annähernd 35 Vol. % am Aufbau des Gesteins teil. Die xenomorphen Kristalle desselben widerstanden am besten dem Druck. Unter denselben fand ich 2 mm

lange und 1.2 mm breite Prismen. Sie sind durch vorzügliche Spaltbarkeit und eine dem (100) entsprechende Teilbarkeit gekennzeichnet. Im durchscheinenden Licht sind sie farblos und haben niedrigen Achsenwinkel und positiven optischen Charakter. Die Dispersion beträgt: $\rho < \nu$.

Auf Grund der mineralogischen Zusammensetzung gehört das Gestein der Gruppe der Peridotite an und ist als *ein pyroxenreiches Herzolith* anzusehen.

Granathältiger-Harzburgit.

(Gestein Nr. 50.)

Fundort: Flussbett des Menanders. (Gerölle)

Dunkel graufärbiges, grobkörniges, massiges Gestein. Schon mit freiem Auge sind ausser den grossen, grünen Olivinkörnern und den bronzbraun schillernden Spaltflächen des Bronzit auch Granatkörner mit annähernd 1 cm im Durchmesser zu erkennen.

Unter dem Mikroskop sind als Gemengteile des Gesteins Olivin, Hypersthen, in geringer Menge Diallag, Granat, Serpentin und Magnetit zu erkennen. Die Struktur ist grobkörnig.

Der Hauptgemengteil des Gesteins ist *Olivin*, dessen xenomorphe, isometrische Körner sind von Serpentinadern dicht umspinnen. Der frische Olivin ist farblos und einschusslos.

Die xenomorphen Körner des *Hypersthen* werden durch vorzügliche Spaltbarkeit gekennzeichnet, entlang der Spaltflächen sind monokline Pyroxenieisten eingebettet. Er ist im durchscheinenden Licht farblos. $2 V_a$ annähernd 90° . Optischer Charakter negativ. Unfrisch, oft mit dünnen Serpentinadern durchwoben.

Der *Diallag* ist xenomorph, seine isometrischen Körner erscheinen seltener. Die Spaltung nach dem Prisma ist gut entwickelt, während die Teilbarkeit nach (100) seltener zu beobachten ist. Die stark zersprungenen, einschusslosen Kristalle sind im durchscheinenden Licht farblos, haben positiven optischen Charakter. Dispersion: $\rho > \nu$. $2V_a$ annähernd 60° .

Das Gestein gehört, entsprechend der angegebenen mineralogischen Zusammensetzung, der Gruppe der Peridotite an und kann als ein derartiges, als *granathältiger Harzburgit* angesehen werden, welcher weniger Olivin und Diallag als der Normaltyp enthält.

Epidot-Amphibolschiefer.

(Gestein Nr. 51.)

Fundort: Sungi Kaoroe.

Dunkelgraues, schwach schiefriees, eher schichtiges Gestein; in demselben sind mit freiem Auge oder Lupe nur die grünlich-schwarzen, färbigen Spaltprismen des Amphibols zu erkennen, den Zwischenraum füllt ein gelblichweisses, mattes Mineral aus. Ausser demselben sind im Gestein zerstreut noch einige Chalkopyritkörnerchen zu finden.

Unter dem Mikroskop untersucht zeigt das Gewebe des Gesteins nicht die typische Strukturform der Kristallschiefer, erinnert eher an eine kristallinisch-körnige Struktur, was darauf deutet, dass das ursprüngliche Gestein ein eruptives Gestein, wahrscheinlich Gabbro sein konnte; dies wird auch durch die optischen Untersuchungen bestärkt. In grösster Menge bildet Amphibol das Gestein, die Menge des Epidots, Zoisits, Titanits ist um vieles geringer. Das ganze Gestein ist von Serpentinadern durchzogen und sind in demselben noch trübe Zermürbungsprodukte aufzufinden.

Der *Amphibol* erscheint im prismatischen, tafeligen Kristalle ohne Terminalflächen. Zwillinge, laut (100) sind häufig. Im durchscheinenden Licht zeigt er die den gewöhnlichen Amphibol

kennzeichnende grüne Farbe. Der hellere Kern wird durch eine dunklergefärbte Zone umgeben. Optischer Charakter ist negativ. Dispersion : $\rho > \nu$.

Den Zwischenraum füllt eine trübes undurchsichtiges Verwitterungsprodukt aus, der grösste Teil desselben besteht hauptsächlich aus *Epidot*, was die Entstehung der ganzen trüben Mineralmasse aus Umwandlung des Gesteins für wahrscheinlich erscheinen lässt.

Ein häufiger Einschluss im Amphibol ist *Epidot*, welcher im Gestein als Körnchen oder in Gestalt von in den Spaltrichtungen sich anordnenden, feinen schmierartigen Gebilden, erscheint. Die Epidote werden durch hohe Lichtbrechung und eine anomale, fleckige Interferenzfarbe gekennzeichnet.

Ein ziemlich häufiger Gemengteil des Gesteins ist der *Titanit*, welcher in Gestalt von ovalen oder tropfenartigen Körnchen erscheint. Die farblosen meist zersprungenen Körnchen haben hohe Lichtbrechung und Doppelbrechung. Spaltbarkeit wird selten gezeigt. In jedem Körnchen sitzt ein rundes Erzkörnchen: Ilmenit. Die Titanitkörner haben positiven optischen Charakter. $2V_a$ sehr niedrig. Dispersion : $\rho > \nu$.

Das Gestein ist auf Grund seiner mineralogischen Zusammensetzung ein Epidot-Amphibol-schiefer.

Das Ursprungsgestein konnte Gabbro gewesen sein, diese Annahme wird, ausser der mineralogischen Zusammensetzung, auch durch die Struktur bestätigt. Der Feldspat des Gabbros hat sich vollständig in *Epidot* umgewandelt. Aus dem Ilmenit des Gabbros hat sich *Titanit* entwickelt, einzelne Körnchen bleiben in demselben zurück.

Amphibolit.

(Gestein Nr. 53.)

Fundort : das Flussbett des Kajoekoe (Gerölle).

Dunkelgraues, feinkörniges, schlecht geschiefertes Gestein, in welchem mit freiem Auge nur die bräunlichschwarzen Spaltprismen zu entdecken sind.

Unter dem Mikroskop verrät das Gestein granoblastische Gewebe. Die Gemengteile sind : Amphibol, Feldspat und Magnetit.

An Menge hat sich der *Amphibol* im Übergewicht entwickelt. Die kurzen, prismatisch entwickelten Kristalle von zonarer Struktur zeigen oft eine wellige Auslöschung. Er ist im durchscheinenden Licht grünfärbig und zeigt schwachen Pleochroismus : α = gründlichgelb. Die Auslöschung beträgt an der (010) Fläche :

$$c : \gamma = \text{annähernd } 16^\circ.$$

Einschlüsse : Feldspat und Magnetitkörnchen.

Die xenomorphen, selten prismatischen gebogenen Kristalle des Feldspates haben zonare Struktur. Ein Albitzwillig ergab, senkrecht auf MP gemessen, folgende Werte :

$$l = 30.9^\circ \quad l' = 31.1^\circ \quad \text{entspricht } 60 \% \text{ An}$$

was dem Labrador entspricht. Optischer Charakter ist positiv. Die starke Dispersion beträgt : $\rho > \nu$. Im Amphibol sind als Einschlüsse winzige Magnetitkörnchen aufzufinden.

Auf Grund der mineralogischen Zusammensetzung ist das Gestein als ein Amphibolit anzusehen.

Amphibol-Diorit

(Gestein Nr. 56.)

Fundort : Sungi Menander.

Ist ein hellgraues, mittelkörniges, massiges Gestein, in welchem mit freiem Auge die bräunlichgrünen Spaltprismen des Amphibol und die milchweisen, matten Feldspatkörnchen zu entdecken sind.

Im Dünnschliff sind als Gemengteile : Plagioklas, Amphibol, Apatit und Magnetit ; weiters als Zermürbungsprodukte : Rutil, Epidot und Serizit zu beobachten. Das Gewebe ist kristallinischkörnig.

Der wichtigste und in grösster Menge entwickelte Gemengteil des Gesteins ist *Plagioklas*, welcher annähernd 55 Vol. % einnimmt. Die meist prismatisch entwickelten Kristalle sind nach dem Albit, bzw. Albit-Karlsbader Gesetz zusammengewachsene Zwillinge. Eine zonare Struktur ist an denselben ständig zu beobachten. Die Bestimmung erfolgte nach folgenden Messungen :

Konjugierte symmetrische Auslöschung nach dem Albit und Karlsbader Gesetz :

$\alpha' : M = 10.9^{\circ}$	15.4°	34 % An
$\alpha' : M = 16.8^{\circ}$	11.4°	36 % An
$\alpha' : M = 25.6^{\circ}$	13.8°	46 % An

Demnach gehören die Plagioklase der Oligoklas-Andesin-Reihe an. Der optische Charakter ist negativ, bzw. positiv. Im infolge des Zermürbungsprozesses trüben Feldspatkerns entwickelte sich Serizit, Epidot ; die äussere Zone ist einschlussarm oder einschlussfrei.

Der *Amphibol* erscheint im Gestein in zweierlei Gestalten, die eine ist im durchscheinenden Licht hellbraun, die andere hellgrün. Als primär ist der braunfärbige anzusehen, nachdem seine grösseren tafeligen Kristalle vom grünen Amphibol umwachsen, manchmal aber von demselben ausgefüllt werden. Der grüne Amphibol ist selbständig selten aufzufinden, bildet kleine zugespitzte Prismen oder faserige Mengen. Das Material des Letzteren entstand wahrscheinlich durch Korrosion des brauen Amphibols. Der Zwillinszusammenwuchs nach (100) ist bei beiden Erscheinungsarten aufzufinden.

Der *braune Amphibol* verrät entschiedenen Pleochroismus : α = braun, $\beta + \gamma$ = strohgelb. Die Auslöschung beträgt an der (010) Fläche :

$$c : \gamma = 14.7^{\circ}.$$

Der Pleochroismus des *grünen Amphibols* beträgt : α = grün, mit gelblichem, Strich ; β = blass grünlichgelb. Auslöschung an der (010) Fläche :

$$c : \gamma = 17.8^{\circ}.$$

Das im Gestein in ziemlich grosser Menge vorhandene *Epidot* ist im durchscheinenden Licht farblos und verrät eine anomale Interferenzfarbe. Optischer Charakter negativ. Die starke Dispersion beträgt : $\rho < \nu$.

Von der im Gestein auffindbaren *Rutilkristallen* von manchmal bedeutender Grösse, sind die kleineren idiomorph. Sind im durchscheinenden Licht gräulichbraun.

Das Gestein ist entsprechend seiner mineralogischen Zusammensetzung ein Amphibol-Diorit.

Epidot-Plagioklas Amphibolit.

(Gestein Nr 57.)

Fundort : Sungi Wea-Bt Sinara.

Dunkelgrünes, feinkörniges, schwach schiefriges Gestein, mit einer etwas grünlich schwarzen Schattierung. Mit unbewaffnetem Auge sind darin die grünlichschwarzen Spaltprismen des Amphibols und die Körner des farblosen Feldspates zu erkennen. Als akzessorischer Gemengteil erscheinen die rosenfärbigen Körner des Granats.

Im Dünnschliff untersucht lässt das Gestein eine porphyroblastische Struktur erkennen, in welcher die grossen, an den Enden ausgefranst Amphibolprismen, die Porphyroblasten sind. Das Grundgewebe schwankt zwischen granoblastisch und nematoblastisch und wird durch Amphibol, Epidot und in geringerer Menge von Rutil, Titanit, Apatit aufgebaut. Das Mengenverhältnis der Gemengteile ist : Feldspat = 48 ; Amphibol = 45 ; Epidot = 4.7 ; Rutil, Titanit, Apatit = 2.3 Vol. %.

An den meist xenomorphen isometrischen Kristallen des *Feldspates* haben sich Zwillingszusammenwüchse selten ausgebildet. Zwillingslamellen erscheinen manchmal verschwommen. Die Zonarstruktur ist allgemein verbreitet. Ein auf MP senkrechter Schnitt des einen Albitzwillings zeigte folgende Auslöschung.

$$1 = 16.6^{\circ} \quad 1' = 15.8^{\circ} \quad \text{entspricht } 32\% \text{ An.}$$

Optischer Charakter negativ und positiv. Optischer Achsenwinkel gross. Dispersion : $\rho > \nu$. Auf Grund der angegebenen Daten erwies sich dieser Feldspat als ein basischer Oligoklas, beziehungsweise Andesin.

An den prismatischen Kristallen des *Amphibols* fehlen die Terminalflächen ; die Kristalle sind ständig ausgefranst. An den Basisschnitten sind die Formen (110) und (010) bestimmbar. Ist im durchscheinenden Licht grünfärbig und zeigt entschiedenen Pleochroismus : $\alpha = 13$ grasgrün ν ; $\beta = 12$ gelbgrün r ; $\gamma = 39$ blaugrün q . Auslöschung an der Fläche (010) :

$$c : \gamma = 16.6^{\circ}.$$

Optischer Charakter negativ. Dispersion : $\rho > \nu$. Sowohl der Amphibol, als auch der Plagioklas, sind an Einschlüssen reich und sind meist mit kleinen Epidotkörnchen und Apatitprismen vollgепrengt. Seltener Einschlüsse sind der farblose Titanit und der gelblichbraune Rutil.

Der *Epidot* erscheint im Gestein nicht nur in Gestalt von Einschlüssen, sondern in selbständigen grösseren Kristallen. Seine gut spaltbaren Kristalle sind im durchscheinenden Licht farblos und haben eine fleckige Auslöschung. Optischer Charakter ist negativ. Optischer Achsenwinkel annähernd $75-78^{\circ}$. Dispersion : $\rho < \nu$.

Das Gestein ist auf Grund der beschriebenen mineralogischen Zusammensetzung ein *Epidot-Plagioklas-Amphibolit*.

Lherzolite-Serpentin.

(Gestein Nr 58.)

Fundort : Sunghi Podi (Ampana).

Im homogenen Material des grünlichgrauen, fleckigen Gesteins können nur selten die bronzbraun glänzenden Absonderungsflächen des Pyroxen beobachtet werden.

Im Dünnschliff zeigt das Gesteinsgewebe eine für die faserigen Serpentine bezeichnende Maschenstruktur.

Die Gemengteile sind : Serpentin, Chlorit, Bastit, Talk, Calcit, Magnetit, Granat; von den Gemengteilen des ursprünglichen Gesteins sind Olivin, Bronzit, sowie Überbleibsel von monoklinen Pyroxen aufzufinden.

Den Hauptgemengteil des Gesteins bildet der faserige, grüngelbe Serpentin (Chrysotil) und zeigt Maschenstruktur. Die Achsen der Serpentinbänder bestehen aus Magnetitkörnchen, an welche sich die Chrysotilfasern rechtwinkelig anordnen. Der Chrysotil wird durch niedrigen optischen Achsenwinkel und positiven Charakter gekennzeichnet. In der Längsrichtung ist α .

Der Raum zwischen den Serpentinbändern wird durch *Antigoritlamellen* ausgefüllt, welche durch kleineren optischen Achsenwinkel und negativen Charakter gekennzeichnet werden.

Der *Chlorit* erscheint in zweierlei Gestalten im Gestein. Die eine derselben hat dunkelgrüne Färbung, faserige Struktur und eine bräunlichgraue Interferenzfarbe. Ist optisch einachsig, hat positiven Charakter. Der andere Chlorit ist nicht faserig, ist im durchscheinenden Licht fast farblos, mit einem leichten, grünlichen Stich. Die Interferenzfarbe ist normalgrau. Ist optisch zweiachsig, mit niedrigen Achsenwinkel und positiven optischen Charakter.

Der durch Umwandlung des Bronzits entstandene *Bastit* ist grünlichgrau und durchsichtig; er bildet grosse, prismatische Lamellen und hat die vorzügliche Spaltbarkeit des Bronzits beibehalten, in deren Richtungen sich feine Calcitlamellen eingebettet haben. Der Bastit wird durch niedrigen optischen Achsenwinkel und negativen Charakter gekennzeichnet. Stellenweise ist im Bastit auch nicht umgewandelter Bronzit zu beobachten.

Die *Überreste des monoklinen Pyroxen* zeigen schwache Spaltbarkeit. Sind im durchscheinenden Licht farblos. Der optische Achsenwinkel beträgt annähernd 60° . Ist wahrscheinlich Diopsid.

Der *Talk* ist in kleinen, faserigen Lamellen oder dünnen fadenartigen Gebilden aufzufinden. Wird durch niedrige Lichtbrechung, hohe Doppelbrechung, negativen Charakter und kleinen optischen Achsenwinkel gekennzeichnet.

Aus obiger mineralogischen Zusammensetzung kann festgestellt werden, dass das Ursprungsgestein ein Lherzololith mit den Gemengteilen : Olivin, Bronzit, Diopsid gewesen sein konnte. Die Serpentinisierung wurde am Olivin begonnen und derselbe wurde fast völlig umgewandelt.

Das Gestein ist auf Grund des Gesagten : Lherzololith-Serpentin.

Quarz-Amphibol Diorit.

(Gestein Nr. 59.)

Fundort : Sungi Tona (Ampana).

Ist ein dunkelgraues, mittelkörniges, etwas geflecktes Gestein. Megaskopisch untersucht sind im Gestein die Spaltungsprismen des grünlichschwarzen Amphibols, die Lamellen des Feldspats, weiters einige Quarzkörner zu erkennen.

Unter dem Mikroskop ist das Gewebe des Gesteins kristallinisch-körnig. Gemengteile sind : Plagioklas, Amphibol, Quarz, Magnetit und Epidot.

Die grösste Menge des Gesteins bildet der *Feldspat*. Seine kurzen, prismatischen, seltener tafeligen Kristalle sind meist xenomorph, seltener idiomorph. Zwillingszusammenwüchse laut des Albit und Albit-Karlsbadergesetzes erscheinen häufig. Die Zonarstruktur ist allgemein verbreitet und zeigt bedeutende Unterschiede. Die Bestimmung der Feldspate erfolge auf Grund folgender Messungen :

Albitzwillinge, Schnitt \perp MP

	1 = 34.4°	1' = 32.9	entspricht 64 % An
	1 = 27°	1' = 25.8	« 49 %
Im Kern	1 = 29.4°	1' = 31.9	« 58 %
In der Hülle	1 = 13.8°	1' = 14.6	« 30 %

Der Kern des Feldspates ist daher Labrador, welcher von Andesinonen umgeben ist. Der optische Charakter der Plagioklase ist positiv. Dispersion: $\rho < v$. Der Plagioklaskern ist meist zersetzt und enthält als Zersetzungsprodukte Epidotkörner.

Die breiten Prismen des *Amphibols* haben sich an ihren Enden ausgefranst und meist stark zermürbt. Zwillinge nach (100) häufig. Im durchscheinenden Licht zeigen sie eine dunkelgrüne Färbung und deutlichen Pleochroismus: α = ölgrün, γ = grünlichgelb. Er ist als gewöhnliches Amphibol anzusehen, welcher ziemlich zersetzt, chloritisiert und mit Epidotkörnchen vollgespickt ist. Als Einschluss enthält er noch die skelettartigen Gebilde des Magnetits, dessen Körnchen den Amphibol manchmal umgeben.

Der Quarz füllt den zwischen dem Amphibol und dem Plagioklas leergebliebenen Raum aus, an Menge bleibt er stark hinter dem Feldspat zurück. Seine zersprungenen Körner werden oft durch sandartig zerstreute Mikrolithe ausgefüllt.

Meist in der Nähe des Amphibols sind die schmalen Lamellen des *Biotits* aufzufinden.

Auf Grund seiner mineralogischen Zusammensetzung kann das Gestein als ein an Quarz armes Quarz-Amphibol Diorit angesehen werden.

Amphibolit.

(Gestein Nr. 60.)

Fundort: Tandjong Api, (Nordteil von Ost-Celebes).

Dunkel bräunlichgrünes, gut schiefriges Gestein, in welchem man schon mit freiem Auge die Spaltprismen des grünen Amphibols und die dazwischen gelagerten Feldspatkörner gut erkennen kann.

Im Dünnschliff ist das Gewebe des Gesteins porphyroblastisch, in welchem die stark ausgefranst Amphibolprismen die Porphyroblaste sind. Das Grundgewebe ist granoblastisch und setzt sich hauptsächlich aus Plagioklas und wenig Amphibolprismen zusammen.

Der *Amphibol* erscheint in stark ausgefranst Prismen. In den Basisschnitten ist die Form (110) sicher zu erkennen. Ist im Dünnschliff grümfärbig, verrät entschiedenen Pleochroismus: α = 15 grasgrün t; γ = 10 gelbgrün v.

Plagioklas ist nur in der Grundmasse zu finden und bildet die Hauptmasse derselben. Die granoblastisch strukturelle Entwicklung der Grundmasse wird durch die isometrischen Feldspatkörner verursacht. Zwillingzusammenwuchs ist bei den Plagioklas selten. Die zonare Struktur ist allgemein, zwischen Kern und Zone ist ein bedeutender Unterschied zu beobachten. Die stärkere Lichtbrechung wie beim Canadabalsam, deutet auf basischen Plagioklas. An einem, auf M \perp Schnitt eines konjugierten Albit und Karlsbader Zwillings habe ich folgende Auslöschung gemessen:

$$\left. \begin{array}{lll} \alpha' : M & \text{Ind. 1} & 33.5^\circ \\ \alpha' : M & \text{Ind. 2} & 28^\circ \end{array} \right\} \text{ entspricht 75 \% An.}$$

Der optische Charakter ist negativ-positiv. Der Kern des Kristalles ist daher saurer Bytownit während die äusseren Zonen eine Labrador-sogar Andesin-Zusammensetzung haben. Die Dispersion: $\rho < v$.

Sowohl am Amphibol, wie auch am Plagioklas ist eine beginnende Zermürbung zu beobachten, bei derselben bilden sich trübe, faserige, meist undurchsichtige Minerallhäufchen, in welchen Epidotkörnchen von hoher Lichtbrechung und anomaler Interferenzfarbe zu erkennen sind. Der Epidot erscheint aber nicht nur in Gestalt von Einschlüssen, sondern bildet im Gestein auch selbständige, grössere Kristallkörner.

Die kataklastische Struktur des Amphibols, die starke Ausgefranstheit der Prismen und deren Verfaserung beweisen, dass das Gestein an Bewegungen teilgenommen hat.

Auf Grund der beschriebenen mineralogischen Zusammensetzung haben wir es mit einem *Amphibolit* zu tun.

Diallag-Serpentin.

(Gestein Nr 61.)

Fundort : unterhalb des Kamp. Karawasa, neben dem Fluss Meandjoe anstehendes Gestein.

Grünes, bzw. rotbraunes, fleckiges Gestein, welches von Calcitadern durchsetzt ist. An dem stark zersprungenen Handstücken sind Rutschflächen zu beobachten. Auf den ersten Blick erscheint es breccienartig.

Im Dünnschliff sind : Serpentin, Magnetit, Calcit, Talk, Opal und wenige Diallagreste zu erkennen ; das Gestein zeigt eine typische Maschenstruktur.

Die Hauptmasse des Gesteins wird durch einen faserigen *Chrysotil* gebildet, welcher sich in Gestalt von breiten Bändern im ganzen Gestein ausbreitet. In der Mitte des Bandes reihen sich Magnetitkörnchen zu einer Achse an, auf welcher die Chrysotilfasern rechtwinkelig lagern. Der Magnetit ist stellenweise oxydiert und färbt dadurch den Serpentin rötlichbraun. In der Längsrichtung der Chrysotilfasern schwingt α . Die Lichtbrechung des Chrysotils ist höher als jene des Canadabalsams, ist optisch zweiachsig und von negativem Charakter. Die Lücken zwischen den Bändern des Serpentin werden durch grünlichgelben, stellenweise durch den Hematit rotbraun gefärbten Opal, ausgefüllt.

Die im Serpentin auffindbaren *monoklinen Pyroxen-Überreste* werden durch vorzügliche Spaltbarkeit, positiven Charakter und $\rho > v$ Dispersion gekennzeichnet.

Häufig erscheint der *Calcit* in Gestalt von Adern oder Knoten. Die winzigen, farblosen Lamellen des *Talks* verraten eine faserige Struktur und eine hohe Interferenzfarbe.

Es ist feststellbar, dass das Gestein in seiner ganzen Menge einheitlich ist und aus Serpentin besteht. Entlang der infolge der Bewegungen entstandenen Brüche und Sprünge lagerte sich später der Opal, bzw. Calcit. Der im Gestein auffindbare *Magnetit* wurde stellenweise oxydiert und färbte das Gestein rötlichbraun. Alle diese Erscheinungen verursachten das breccienartige Aussehen des Gesteins.

Auf Grund der geschilderten mineralogischen Zusammensetzung ist das Gestein als ein *Diallag-Serpentin* mit Maschenstruktur anzusehen.

Epidot-Plagioklas Amphibolit.

(Gestein Nr. 62.)

Fundort : Bt. Rabanbatoa, (Gerölle.)

Dunkelgrau-färbiges, feinkörniges, gepresstes Gestein, in welchem man mit freiem Auge die bräunlichgrünen Spaltungsprismen des Amphibols und dazwischen die farblosen Feldspatlamellen unterscheiden kann.

Unter dem Mikroskop hat das Gestein ein granoblastisches Gewebe, in welchem die ursprüngliche Gabbrostruktur stellenweise noch erkennbar ist. Gemengteile : Amphibol, Plagioklas und Epidot. Als Einschlüsse viel Magnetit.

Die gedrungenen, gut spaltbaren Prismen des *Amphibols* haben keine Terminalflächen. In den Basisschnitten sind die (100) und (010) Flächen feststellbar. Er hat eine Zonarstruktur, der dunklere Kern wird durch eine hellere Zone umgeben. Im durchscheinenden Lichte hat er

eine braungrüne Färbung. Der schwache Pleochroismus beträgt $\alpha = 12$ gelbgrün ν ; $\gamma = 13$ grasgrün u. Auslöschung an der (010) Fläche :

$$c : \gamma = 14^\circ$$

aber oft wellig. Optischer Charakter negativ. Dispersion : $\rho > \nu$. Die Menge des Amphibol ist gleich jenem des Feldspates.

Die prismatischen Kristalle des *Feldspates* haben eine Zonarstruktur. Albit und konjugierte Albit- und Karlsbader Zwillinge erscheinen häufig. Die Bestimmung des nicht zonaren Feldspates erfolgte auf Grund der untenstehenden Messungen :

Albitzwillinge, Schnitt senkrecht MP.

1 = 16.2°	1' = 15.8°	entspricht	32 % An
1 = 14.8°	1' = 15°	»	31 % An
1 = 14.4°	1' = 16.2°	»	31 % An

Sind daher saure Andesine mit positivem und negativem Charakter. Die Lichtbrechung der äusseren Zonen der Feldspate ist niedriger, als die des Canadabalsams ; dies lässt auf einen mehr sauren Plagioklas schliessen. Die nähere Bestimmung konnte aber mangels eines entsprechenden Schnittes nicht erfolgen.

Die Feldspatkristalle werden von Epidotkörnern dicht durchspickt ; die Entstehung derselben erfolgte zu Lasten des Feldspatmaterials.

Das Gestein ist auf Grund seiner mineralogischen Zusammensetzung ein *Epidot-Plagioklas Amphibolit*.

Harzburgit.

(Gestein Nr. 63.)

Fundort : Tandjong-API, Nordteil von Ost-Celebes, Ufer der Tomini Baai.

Braunlichgrünes, mittelkörniges, frisches Gestein, welches hauptsächlich aus Olivin besteht. Neben den hellgrünen, frischen, durchsichtigen Olivinkörnern sind die Spaltlamellen des ebenfalls grünen Pyroxen zerstreut auffindbar. Die im Gestein stellenweise sichtbaren dunkelgrauen Flecke und die in einer Richtung verlaufenden Adern stammen aus der Ansammlung der Magnetitkörner. An den Handstücken sind Rutschflächen zu beobachten.

Unter dem Mikroskop sind die Gemengteile des Gesteins : Olivin, Hypersthen, Bronzit, wenig monoklin-Pyroxen, Magnetit und Serpentin. Die ursprüngliche körnige Struktur des Gesteins wurde wahrscheinlich infolge des durch die Bewegungen entstandenen Druckes zu einem stark kataklastischen Gewebe. Diese zeigt sich am stärksten an den Olivinkristallen, welche infolge der Pression in zu einander parallel verlaufenden Lamellen zerteilt wurden ; diese zeigen auf Art der Zwillingslamellen verschiedene Auslöschung. Die grösseren Olivinkörner zerbröckelten durch randliche Zertrümmerung an den Rändern zu winzigen Körnern, wodurch eine »mechanisch-porphyrische« Struktur entstand. In der Masse der zertrümmerten kleinen Olivenkörnchen sitzen als Grundmasse die grösseren Olivinkristalle, beziehungsweise die Überreste derselben.

Im Pyroxen verursachte der Druck meist nur Verbiegungen ; eine Zerbröckelung ist nur selten zu beobachten.

Entlang der durch den Druck verursachten Sprünge entstand sowohl im Olivin, wie auch im Bronzit ein Serpentinisierungsvorgang. Die Ausbildung der Serpentinadern ist nicht gleichmässig, sondern zeigt sich fleckenweise. In den, den Olivin durchziehenden Serpentinadern häufte sich fein verteilter Magnetit auf, dies verursach dann die schon erwähnte dunkelgraue Fleckigkeit. (Mikrophotographie 13.)

Das Hauptgemengteil des Gesteins ist der *Olivin*, dessen Menge ungefähr 75 Vol. % des Gesteins ausmacht. Die xenomorphen Kristalle desselben sind im durchscheinenden Licht farblos

und von Serpentinadern dicht durchsetzt. Unter den grösseren Körnern fand ich trotz der Zerbröckelung solche von 1.5—0.7 mm Umfang, wodurch bewiesen erscheint, dass das Gestein auch ursprünglich grobkörnig war. Der optische Charakter des Olivins ist positiv, der optische Achsenwinkel beträgt nahezu 90°.

$$\text{Doppelbrechung : } \gamma - \alpha = 0.0366$$

$$(I' = 0.872 \mu \text{ bei Dicke } 23.8 \mu.)$$

Bronzit bildet gemeinsam mit dem Hypersthen annähernd 20 Vol. % des Gesteins. Seine prismatisch entwickelten Kristalle haben manchmal 2.4 mm lange und 1.4 mm breite Prismen. Ist im durchscheinenden Licht farblos. Hat positiven, optischen Charakter. Dispersion : $\rho > \nu$. Optischer Achsenwinkel ist gross, beträgt nahezu 90°.

Der *Hypersthen* hat eine ähnliche Entwicklung wie der Bronzit und bildet gut spaltbare Prismen. Unterscheidet sich vom Ersteren durch den negativen Charakter.

Das Gestein wurde von Oberdirektor Koloman Emszt analysiert.

SiO ₂	41.59%	Projektionswerte :	
TiO ₂	0.10	al = 1.75	ξ = 1.75
Al ₂ O ₃	2.11	fm = 98.25	η = 1.75
Fe ₂ O ₃	0.35	c = 0	ζ = 0
FeO	6.99	alk = 0	
MnO	0.13	si = 58.5	ls = 0
CrO	Spur	k = 0	fs = 1.68
CaO	Spur	mg = 0.91	qs = -0.68
MgO	42.52	c/fm = 0	
Na ₂ O	Spur	h = 27.8	Si = 36.5
K ₂ O	Spur	ti = 0.10	U = €3.4
H ₂ + ¹¹⁰	5.89		L = 0
H ₂ O— ¹¹⁰	0.28		
99.96%		Spez. Gewicht : 2.909.	

	Harzburgit von Ost-Celebes (Nr. 63)	14 Typus des peridotitischen Magmas	V. Peridotit-Mittel nach Becke
si	58.5	60	70
al	1.75	5	5
fm	98.2	90	82
c	—	4	11
alk	—	1	2
k	—	?	—
mg	0.91	0.90	0.84
c/fm	0	0.05	0.13
Schnitt	I.	I.	II.
ξ	1.75	6	7
η	1.75	9	16
ζ	—	5	13
ls	0	0.23	0.25
fs	1.68	1.50	1.28
qs	-0.68	0.73	-0.54

Die chemische Zusammensetzung, bzw. die Projektionswerte des Gesteins mit jenen der Nigglistischen Magmatypen vergleichend, können wir feststellen, dass dieselbe mit der Peridotitmagma-Gruppe Beziehungen aufweist. Die in den Projektionswerten sich zeigenden Abweichungen bewegen sich innerhalb der Grenzwerte. Auffallend ist der niedrige al -Wert und der gänzliche Mangel an c -Wert. Entgegen dem Becke'schen Mittelwert verrät das Celebeser Gestein noch grössere Abweichungen.

Es ist daher festzustellen, dass *das Celebeser Gestein entsprechend seiner mineralogischen und chemischen Zusammensetzung ein in die Gruppe der Peridotite gehörender Harzburgit ist.*

In der Tetraederprojektion (Fig. II.) kommt der Unterschied zwischen dem Celebeser Peridotit und dem Niggli'schen Peridotittyp gut zum Ausdruck. Bei fast gleichem si - und gänzlichem Fehlen der höheren fm - und c -Werte, liegt der Punkt des Celebeser Peridotits in der Nähe der fm -Spitze der Projektion; die $\zeta = (al + alk)$ -Werte sind bedeutend niedriger als beim Typ.

In der si -Projektion (Fig. V.) liegt der Celebeser Peridotit an der $f-o$ Linie.

Granathältiger Lherzolith.

(Gestein Nr. 64.)

Fundort: Grat des Rapanbato.

Dunkles, bräunlichschwarzes, massiges Gestein, in welchem die grossen, (oft von 1 cm Durchmesser), Absonderungsflächen des braunfärbigen Diallag, die faserigen Spaltprismen des grünen Bronzits und schmutzig ölbraune Olivinkörner zu erkennen sind. Die zerstreut liegenden rosenfarbigen Granatkörner geben dem Gestein ein interessantes, buntes Aussehen.

Das Gestein zeigt auch im Dünnschliff eine kristallinisch-körnige Struktur. Sämtliche Gemengteile haben eine schwach wellige Auslöschung, was auf durchgemachte Bewegungserscheinungen schliessen lässt. Die Gemengteile sind: Olivin, Diallag und wenig rhombischer-Pyroxen (Bronzit); akzessorisch: Granaten und Erzkörner.

Jeder Gemengteil des Gesteins ist von Serpentinadern durchzogen, was auf eine Zermürbung hinweist. Die Quantität der Gemengteile beträgt: Olivin 57 Vol. %; Diallag 21 %; Bronzit 13 %; Granat 9 %.

Der wichtigste Gemengteil des Gesteins ist der *Olivin*. Seine xenomorphen Körnchen sind von Serpentinadern durchzogen. Im durchscheinenden Licht ist er farblos und einschlusslos, nur wenige, winzige Spinellkristalle sind in demselben aufzufinden. Optischer Charakter: negativ. $2V_a$ nahezu 90° . in einem auf γ senkrechten Schnitte die Doppelbrechung:

$$\begin{aligned}\beta - \alpha &= 0.0174. \\ (I' &= 0.327 \mu \text{ bei Dicke von } 18.5 \mu).\end{aligned}$$

Die Körner des *Diallaga* zeigen keinerlei kristallographische Begrenzung. Zwillingszusammenwüchse nach (100) erscheinen an denselben. Die Spaltung entsprechend den Prismen und Teilbarkeit nach (100) ist gut sichtbar. Im durchscheinenden Licht farblos. Auslöschung an der (010) Fläche:

$$c : \gamma = 39.2^\circ.$$

In einem auf α senkrecht Schnitt, die Doppelbrechung ist:

$$\begin{aligned}\gamma - \beta &= 0.022. \\ (I' &= 0.376 \mu \text{ bei Dicke } 17.05 \mu).\end{aligned}$$

Die Dispersion der optischen Achsen beträgt um die B-Achse: $\rho > \nu$. Als Einschlüsse winzige Magnetitkörnchen.

Die vorzüglich sich spaltenden xenomorphen Lamellen des *Bronzits* sind vom Diallag gut zu unterscheiden. In den Spaltrichtungen die feinen Lamellen des Minerals mit hoher Doppelbrechung. Im Dünnschliff erscheint der Bronzit farblos.

Die oft 1 cm grossen Körner des *Granats* sind im Gestein dicht zerstreut aufzufinden. Sind im Dünnschliff farblos und von einem breiten oft verdoppelten »Kelyphytsaum« umgeben. Diese sind wahrscheinlich Pyrope, sind einschlussfrei.

Die das Gestein dicht durchwebenden Serpentinadern haben eine hellgrüne Farbe und sind mit Erzkörnern vollgestreut.

Lherzolith Celebes	Lherzolith Pyrenäen	Lherzolith Celebes	Projektionswerte:	
SiO ₂	41.71 %	44.64 %		
TiO ₂	0.60	n. b.	al =	7.4
Al ₂ O ₃	6.73	5.85	an =	8.14
Fe ₂ O ₃	3.53	2.85	fm =	85.9
FeO	3.91	4.60	ab =	1.85
MnO	0.43	0.10	c =	6.0
CrO	0.47	Cr ₂ O ₃ = 0.20	or =	0
MgO	28.22	38.76	alk =	0.7
CaO	3.15	2.47	ls =	0.21
Na ₂ O	0.40	0.11	si =	73.9
K ₂ O	Spur	0.07	k =	0
H ₂ O ⁺¹¹⁰	7.25	0.30	qs =	-0.38
H ₂ O ⁻¹¹⁰	1.19	—	mg =	0.87
SrO	Spur	—	ti =	0.80
BaO	Spur	—	p =	1.06
P ₂ O ₅	1.42	n. b.	qz =	-28.9
CO ₂	0.69		L =	4
			c/fm =	0.06
			ξ =	8.1
			η =	13.4
			ζ =	6.7
	99.70 %	99.85 %		

Analytiker: K. Emszt

Spez. Gewicht: = 2.911.

Das Gestein ist entsprechend seiner chemischen Zusammensetzung und seiner Projektionswerte in die der Alkalihreihe zugehörigen ultrafemischen Magmen der Niggli'schen Magmatypen einzureihen. Beim Vergleich kommen zwei Magmagruppen in Betracht: der peridotische und orthoaugitische Magmatyp. Zwischen beiden Magmagruppen zeigt sich nur ein Unterschied von Belang, an Kieselsäure ist die orthoaugitische Gruppe reicher. In der kleinen Tabelle habe ich neben diese Magmatypen auch die Projektionswerte der aus den Pyrenäen stammende Peridotit aufgenommen, welche Träger¹⁾ als typisch aufgestellt hat. Die chemische Zusammensetzung dieses Gesteins zeigt die II. Kolonne der Tabelle.

¹⁾ Träger, E.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin, 1935. S. 295—296.

	Lherzolith vom Ost-Celebes (Nr. 64)	14 Typus des peridotitischen Magmas	13 Typus des ortho- augitischen Magmas	5 Lherzolith vom Lherz Teich, Ariege, Pyrenäen (735)	V. Peridotit-Mittel nach Becke
si	73.9	60	95	63	70
al	7.4	5	4	5	5
fm	85.9	90	90	91	82
c	6	4	5	3.5	11
alk	0.7	1	1	0.5	2
k	—	?	?	0.30	—
mg	0.87	0.90	0.85	0.91	0.84
c/fm	0.06	0.05	0.06	0.03	0.13
Schnitt	I.	I.	I.	I.	II.
η	8.1	6	5	5.5	7
η	13.4	9	9	8.5	16
ξ	6.7	5	6	4	13
ls	0.23	0.23	0.13	0.19	0.25
fs	1.15	1.50	0.96	1.43	1.28
qs	-0.37	-0.37	-0.09	-0.62	-0.54

Es ist feststellbar, dass das Celebeser Gestein mit dem Niggli'schen Peridotit und den orthoaugitischen Magmatypen Verwandtschaft aufweist; auf Grund seiner chemischen Zusammensetzung steht es zwischen Beiden, was auch im si-Werte zum Ausdruck kommt.

Laut seiner mineralogischen Zusammensetzung ist das Gestein ein *Diallag-Bronzit-Peridotit mit Granat*, ein *Lherzolithypus*, was auch durch die chemische Zusammensetzung unterstützt wird.

Im *Konzentrationstetraeder* (Fig. II.) zeigt der Celebeser Lherzolith in den ξ -Werten mit dem Becke'schen Peridotit-Mittelwerte eine gute Übereinstimmung, hat gegenüber den Niggli'schen Magmatypen einen niedrigeren fm-Wert.

In der *si-Projektion* (Fig. V.) liegt der Punkt des Celebeser Gesteins zwischen dem Peridotit und Orthoaugit-Magmatypen, was seine Ursache im höheren Pyroxen (Diallag+Bronzit)-Gehalt gegenüber der Peridotiten findet.

Amphibol-Diorit.

(Gestein Nr. 65.)

Fundort: Marowali-Gebirge, aus dem Flussbett des Sungi-Soldo.

Die Eruptivmassen wurden im frühen Tertiär bis zur Höhe von 1500 m hinausgepresst. Das untersuchte Handstück stammt vom Saum dieser Eruptivmassen. Im dunkelgrauen, feinkörnigen, dichten Gestein sind mit freiem Auge die Spaltflächen des farblosen Plagioklas und des dunkelgrauen Amphibol, stellenweise aber die zerstreuten rosenfärbigen Körner des Granat zu erkennen.

Im Dünnschliff zeigt das Gestein eine kristallinisch-körnige Struktur. Gemengteile sind: Plagioklas, Amphibol, Apatit, Epidot, Zoisit und Granat. Die Zusammensetzung des Gesteins beträgt: Plagioklas ca 52 Vol. %, Amphibol 45 Vol. %.

Die nach (010) tafeligen, seltener prismatischen Kristalle des *Plagioklas* haben ständig eine Zonarstruktur. Zwillingzusammenwüchse, besonders nach dem Albit-Gesetz, erscheinen häufig

die, nach dem Albit-Karlsbader Gesetz, sind seltener. Die Bestimmung erfolgte auf Grund folgender Messungen:

Im Schnitte der symmetrischen Zone bei Doppelzwillingen, wurden folgende Werte bestimmt

$$1 = 24.1 \qquad 2 = 27.8^0 \qquad 59 \% \text{ An}$$

Weitere Schnitte der symmetrischen Zone senkrecht MP ergaben folgende Werte:

$1 = 26^0$	$1' = 25.4^0$	entspricht	49 % An
$1 = 27.2^0$	$1' = 24.8^0$	»	45 %
$1 = 15^0$	$1' = 15.1^0$	»	31 %
$1 = 10.7^0$	$1' = 12^0$	»	28 %
$1 = 17.4^0$	$1' = 16.5$	»	33 %

Auf Grund dieser Messungen sind die Feldspate Andesine und haben im Mittelwerte einen 40 %-igen An-Gehalt. Haben positiven optischen Charakter. Die Dispersion der opt. Achse ist hoch: $\rho > \nu$. An den Feldspaten ist eine beginnende Verwitterung zu beobachten und die auf diese Art entstandenen Zoisit oder Epidotkörner haben die Feldspatkristalle siebartig durchlöchert. Auch die Zwillingslamellen der auf diese Art verwitternden Feldspate sind verschwunden. Bei vorgeschrittener Verwitterung wird der Raum des Feldspates durch einen faserigen Mineralhaufen ausgefüllt, in welchem nur mehr die Zoisit und Epidotkörner zu erkennen sind. Die frischen Feldspatkristalle enthalten als Einschlüsse Apatitprismen, entlang des Amphibols sind manchmal Rutilkristalle.

Der *Amphibol* erscheint in Gestalt von grösseren Prismen ohne Terminalflächen, sogar oft ausgefranst. An dem Basisschnitte sind die (110) und (010) Flächen bestimmbar. Zwillinge nach (100) sind ziemlich häufig. Die Zonarstruktur ist allgemein entwickelt. Der dunklere Kern wird von einer helleren, an Einschlüssen reicheren Zone umgeben. Im durchscheinenden Licht zeigt der Amphibol eine hellgrüne Farbe und entschiedenen Pleochroismus: $\alpha = 12$ gelbgrün ν ; $\beta = 15$ grasgrün f ; $\gamma = 18$ blaugrün r . Auslöschung an der (010) Fläche:

$$c : \gamma = 16.1^0$$

Aus drei Schnitten errechneter Mittelwert.

Doppelbrechung: $\gamma - \alpha = 0.0223$.

($I = 0.449 \mu$ bei Dicke 20.09μ).

Einschlüsse: Plagioklas, Epidot, Apatit.

Zoisit ist im Plagioklas als Verwitterungsprodukt aufzufinden. Seine kurzen farblosen Prismen oder xenomorphen Körner werden durch eine anomale, indigoblaue Interferenzfarbe gekennzeichnet.

Epidot ist sowohl im Plagioklas, als im Amphibol aufzufinden. Die xenomorphen Körner desselben zeigen eine fleckige und anomale Interferenzfarbe. Optischer Achsenwinkel ist gross. Dispersion: $\rho < \nu$. Optischer Charakter negativ.

Die grossen, oft mit einem Durchmesser von 0.5 cm Körner des *Granats* sind stark zersprungen und im durchscheinenden Licht farblos.

Die von Koloman Emszt vorgenommene Analyse des Gesteins ist folgende.

SiO ₂	49.88%	Projektionswerte :	
TiO ₂	0.58		
Al ₂ O ₃	18.79	al =	26.4 ξ = 35.4
Fe ₂ O ₃	1.38	fm =	37.8 η = 53
FeO	3.76	c =	26.6 ζ = 35.6
MnO	0.39	alk =	9.2 or = 0
MgO	7.59	si =	119 ab = 5.09
CaO	10.30	k =	0 an = 4.91
Na ₂ O	3.89	mg =	0.71
K ₂ O	Spur	c/fm =	0.70 ls = 0.67
H ₂ O+ ¹¹⁰	1.63	ti =	1.03 fs = 0.39
H ₂ O- ¹¹⁰	0.55	p =	1.29 qs = -0.14
SrO	0.21	qz =	-17.8
BaO	0.06		Si = 47
CrO	Spur		U = 35.5
P ₂ O ₅	1.28		L = 17.4
CO ₂	0.11		
100.40			

Spez. Gewicht : 2.836.

Das Gestein gehört, wie aus der chemischen Zusammensetzung und den Projektionswerten festgestellt ist, zur Gruppe der Diorite. Verglichen mit den in der untenstehenden Tabelle aufgezählten Niggli'schen Magmatypen, sehen wir, dass das Gestein eine Ähnlichkeit mit den zwischen

	Amphibol-Diorit von Ost-Celebes (Nr. 65.)	4. Typus des gabbro- dioritischen Magmas	7. Typus des Ossipit- gabbroiden Magmas	3. Typus des normal- dioritischen Magmas
si	119	135	110	155
al	26.4	24.5	28.5	29
fm	37.8	42.5	34.5	35
c	26.6	23	28.5	22
alk	9.2	10	8.5	14
k	—	0.28	0.12	0.28
mg	0.71	0.50	0.60	0.48
c/fm	0.70	0.57	0.83	0.63
Schnitt	V.	IV.	V.	IV.
ξ	35.4	34.5	37	43
η	53	47.5	57.—	51
ζ	35.6	33	37.—	36
an	4.91	4.20	5.40	3.48
ab	5.09	4.17	4.02	4.68
or	—	1.62	0.55	1.82
ls	0.67	0.65	0.82	0.73
fs	0.39	0.37	0.39	0.27
qs	—0.14	—0.03	—0.21	—0.27

den Gabbros und Dioriten liegenden Übergangsgliedern aufweist, trotzdem eine Verbindung mit dem Ossipitgabbrotyp ebenfalls besteht. Gegenüber der Normaldiorit-Magmagruppe finden wir bereits eine grössere Abweichung, weil es an Kieselsäure ärmer und der al-alk Unterschied verhältnismässig gross ist, $qz = -17.8$.

Das Gestein ist auf Grund seiner mineralogischen und chemischen Zusammensetzung ein Amphiboldiorit. Wegen der starken Ausgefranstheit des Amphibols ist darauf zu schliessen, dass das Gestein an einer Bewegung teilnahm ein etwas deformierter Diorit ist.

Im Konzentrations-Tetraeder (Fig. 11.) nimmt der Projektionspunkt des Celebeser Diorits seinen Platz zwischen den Punkt der Becke'schen Gabbro und Quarztdiorit-Mittelwerte ein, was auch auf seinen Übergangscharakter schliessen lässt. Die Punkte der Niggli'schen Gabbrodiorit- und Ossipitgabbroid-Magmatypen liegen sowohl an beiden Schnitten der Projektion, wie auch im si-Feld in unmittelbarer Nähe des Punktes des Celebeser Diorits, was die Verwandtschaft derselben bezeugt. Entsprechend dem höheren ξ ($= al + alk$) Wert des Normaldiorits liegt der Punkt desselben in der Nähe des Quarztdiorit und kommt grössere Kieselsäuregehalt derselben auch im si-Feld gut zum Ausdruck.

Der Celebeser Diorit weicht in der *si-Projektion* (Fig. V.) von den Magmatypen eher ab; hier gelangt der Punkt des Normaldiorit-Magmatypes in die Nähe des Celebeser Gesteins. Dies bezeugt, dass der Celebeser Amphibol-Diorit wirklich die Zusammensetzung des Dioritmagmas besitzt. Aus der Projektion ist feststellbar, dass der Celebeser Diorit und die Magmatypen, nachdem ihre Punkte in annähernd gleicher Entfernung von der 1-Spitze liegen, einen relativ gleichen Feldspatgehalt besitzen.

Gabbro.

(Gestein Nr. 66.)

Fundort : Tandjong Api, am Nordufer von Ost-Celebes.

Dunkel gräulichbraunes, grobkörniges Gestein, dessen Gemengteile auch den Durchmesser von 1—3 cm erreichen, was dem Gestein ein pegmatitartiges Aussehen verleiht. Von den Gemengteilen sind die bronzefarbenen, schillernden Absonderungsflächen des Diallags und die farblosen, weissen Feldspatlamellen gut zu erkennen.

Unter dem Mikroskop können : Plagioklas, Diallag, Hypersthen, Magnetit, Ilmenit und Apatit, weiters sekundär entwickelte Amphibole (Tremolit, Aktinolith) Serizit und Kaolin als Gemengteile des Gesteins bestimmt werden. Die Struktur des Gesteins ist kristallinisch-körnig. Unter der Einwirkung der bergbildenden Kräfte nahm das Gestein eine stark kataklastische Struktur an, stellenweise umwandelte sich das Gewebe sogar zu einem mechanisch-porphyrischen. Der Druck der dynamischen Einwirkung beweist nicht nur die kataklastische Struktur, sondern auch, dass unter den oft centimetergrossen Kristallen der Gemengteile auch ganz winzige Körnchen derselben aufzufinden sind. An den Plagioklasen zeigt sich die kataklastische Struktur am entschiedensten. Diese Kristalle sind unter der Einwirkung des Druckes nicht nur wellenartig verbogen, sondern auch zersprungen und haben sich die Stücke derselben gegeneinander verschoben. In anderen Fällen haben sich die grossen Feldspatkristalle unter der Wirkung der zunehmenden Pression entlang der Spaltrichtung in kleine isometrische Kristalle aufgelöst (Mikrophotographie Nr. 13.), die grösseren Einheiten haben sie beinahe zusammen gekittet. Der Verwitterungsprozess, — entlang der Spaltrichtung, — ergab in den Feldspaten eine trübe, undurchsichtige Kaolinmasse. Der völlige Mangel an Zoisit und Epidot bezeugt, dass sich kein Saussuritierungsprozess abspielte.

Ähnlich dem Feldspat, hat auch der *Diallag* kataklastische Struktur. Die noch grösseren Kristalle als jene des Feldspates sind infolge der mechanischen Einwirkung nicht nur zerbröckelt, sondern es setzte gleichzeitig mit diesen auch die Uralitisierung ein. Dies erklärt, dass an den

Rändern der grossen Diallagkristallen oder zwischen den zersprungenen Stücken derselben schon Amphibolkristalle zu entdecken sind.

Der dritte wichtige Gemengteil des Gesteins, der *Hypersthen*, hat sich auf Einwirkung des Druckes ebenfalls stark verbogen, ist stark zersprungen und zeigt ebenfalls entschiedene Zeichen des Uralitisierungsprozesses.

Dass die Uralitisierung der Pyroxene durch Einwirkung der bergbildenden Kräfte verursacht wurde, zeigt eben die Uralitisierung des Hypersthen, welcher nur auf diese Einwirkung in Gegenwart der Plagioklase entstanden ist.

Die Uralitisierungsart der beiden Pyroxene zeigt aber bedeutende Unterschiede.

Die prozentische Verteilung der Gemengteile konnte infolge der Korngrösse nicht festgestellt werden; es ist aber anzunehmen, dass die Menge der beiden Pyroxene eine etwas grössere als jene der Feldspate ist.

Die grossen, oft einen Durchmesser von Zentimeter aufweisenden Kristalle des *Plagioklas* sind meist von kleinen isometrischen Körnern umgeben. Die Plagioklase sind ständig xenomorph. Der Zwillingszusammenwuchs entsprechend dem Albitgesetz ist häufig, während die nach dem Albit-Karlsbadergesetz konjugierte Zwillinge seltener erschienen. Den angegebenen Messungsangaben sind die grösseren Plagioklaskristalle basische Bytownite, während die kleineren Kristalle eine labradorartige Zusammensetzung zeigen.

Albit-Karlsbader Komplexzwillinge, Schnitt \perp auf M.

$\alpha' : M$	Ind. 1.	45.1°
$\alpha' : M$	Ind. 2.	28.3°
An-Gehalt		89%
$\alpha' : M$	Ind. 1.	41.1°
$\alpha' : M$	Ind. 2.	25.7°
An-Gehalt		79%
$\alpha' : M$	Ind. 1.	32.4°
$\alpha' : M$	Ind. 2.	29°
An-Gehalt		73%

Die auf MP \perp Schnitte der symmetrischen Zone ergaben folgende Werte :

1. = 35.5°	1' = 34.9°	entspricht	69 % An
1. = 35.2°	1' = 35.8°	»	70 % An

Der An-Gehalt des Plagioklas ist 73 %, optischer Charakter negativ. Wird durch grossen optischen Achsenwinkel und starke Dispersion : $\rho < v$ gekennzeichnet. Die Plagioklase zeigen entlang der Spaltrichtung eine kaolinartige Zermürbung. In diesen trüben, fast undurchsichtigen Massen sind nur Serizitlamellen erkennbar. Infolge der Oxidierung des Magnetits sich die Verwitterungsprodukte oft rostbraun verfärbt. Einschlüsse enthalten nur die grossen Plagioklaskristallen und zwar lange Ilmenitnadeln oder blassgrüne Apatitprismen ; die kleineren Kristalle sind einschlussfrei. In den einschlussreichen Teilen sind die Zwillingslamellen des Plagioklas verschwommen.

Von den farbigen Gemengteilen ist der *Diallag* in grösserer Menge und Kristalle, als *Hypersthen*, aufzufinden, unter diesen habe ich auch Durchmesser von 3 cm Länge gemessen. An den tafeligen Kristallen ist die Spaltbarkeit entlang der Prismen und die Absonderung entsprechend der Fläche (100) gut entwickelt. Entlang der Spaltrichtungen haben sich opake Ilmenitstäbchen oder nelkenbraun durchscheinende Ilmenitglimmerlamellen gelagert. Der Diallag hat im durchscheinenden Licht eine blasse graulichbraune Farbe und verrät keinen Pleochroismus. Dispersion : $\rho > v$. Im Diallag erscheinen die kleinen, eingewachsenen Prismen des *Hypersthen*.

Die etwas kleineren, aber verhältnismässig noch immer grossen Kristalle des *Hypersthen* haben infolge der vorzüglichen Spaltbarkeit und Absonderung beinahe eine faserige Struktur. Die gerade Auslöschung, der schwache Pleochroismus lassen denselben vom Diallag gut unterscheiden. In den Spaltrichtungen sich Ilmenit und Ilmenitglimmer gelagert. Der Hypersthen zeigt im durchscheinenden Licht blassbraune Färbung, schwachen Pleochroismus: γ = gelblichbraun; β = graulichbraun. Hat negativen optischen Charakter. Dispersion: $\rho > v$. Der optische Achsenwinkel beträgt fast 90° .

Beide Pyroxenarten haben infolge der bergbildenden Kräfte eine kataklastische Struktur angenommen und haben sich stellenweise uralitisiert. Aus dem Diallag entwickelte sich der Uralitisierung der grüne Amphibol, aus dem Hypersthen aber der farblose Amphibol. Der aus dem Diallag umgewandelte grüne Amphibol entwickelte sich ständig zu kurzen, tafeligen Prismen. Die Umwandlung des Diallags begann an den Rändern der Kristalle oder entlang der Sprünge und nahm seinen Fortgang gegen das Innere zu (Mikrophotographie Nr. 13—16). Der entwickelte grüne Amphibol hat eine niedrigere Lichtbrechung, als der Diallag. Optischer Charakter ist negativ. Dispersion: $\rho > v$. Der optische Achsenwinkel ist gross, beträgt annähernd 80° . Pleochroismus: α = braugrün (blass); β = grünlichgelb; γ = blassgelb. Die Auslöschung beträgt an der (010) Fläche:

$$c : \gamma = 14.3^\circ.$$

(Aus drei Schnitten errechneter Mittelwert.) Dieser Amphibol entspricht nach obigen Angaben ungefähr dem *Aktinolith*.

Der infolge Uralitisierung ausgeschiedene *Magnetit* verdichtete sich im Amphibol, wo oft grössere, manchmal durch eine Amphibolhülle umgebene Körner desselben zu entdecken sind. Andere Einschlüsse finden wir im grünen Amphibol keine, welcher entgegen dem farblosen Amphibol, stellenweise völlig einschliesslos ist

Der unter der Einwirkung der Regionalen-Metamorphose aus den uralitisierten *Hypersthen* entstandene Amphibol ist im durchscheinenden Licht farblos und zeigt vom vorher beschriebenen Amphibol abweichende Eigenschaften. Die Lichtbrechung ist niedriger als beim Hypersthen, aber auch beim grünen Amphibol. Optischer Charakter ist negativ. Dispersion: $\rho > v$. Optischer Achsenwinkel nahezu 90° . Die Auslöschung beträgt an der (010) Fläche, aus 4 Lamellen errechneter Mittelwert:

$$c : \gamma = 18.6^\circ.$$

Diese Angaben deuten auf *Tremolit* hin.

Die Umwandlung des Hypersthen zu Amphibol erfolgte nur in der Nähe der Plagioklaskristalle; zu Ungunsten derselben erhielt derselbe die zum Umwandlungsprozess benötigten Al- und Ca-Mengen. Bezüglich dieser Umwandlung habe ich dieselben Erscheinungen beobachtet, welche Williams¹⁾ über einen ähnlichen Vorgang am Hypersthen beobachtete und beschrieb. Den Umwandlungsprozess können wir übrigens am den grösseren Hypersthenkristallen gut beobachten, wo die Umwandlung nur in deren äusseren Zone vor sich ging. Der Hypersthenrest wird durch eine Anhäufung der farblosen Amphibolprismen umgeben, um dieselben legte sich eine grüne Amphibolzone (Mikrophotographie Nr. 17). Der Übergang zwischen den grünen und dem farblosen Amphibol ist immer scharf und deutlich. Es kann oft beobachtet werden, dass die eine Hälfte derselben Amphibolprismen farblos, die andere aber plötzlich eine grüne Farbe annimmt. Es ist feststellbar, dass die c-Achse der den Hypersthenrest umgebenden Amphibolprismen niemals parallel zur kristallgraphischen Achse der Hypersthen verläuft. Die farblosen Amphibolprismen sind entgegen der grünen Amphibole an Einschlüssen reich. Rundliche Magnetitkörner, Ilmenitstäbchen und die Lamellen des Ilmenitglimmers lagern sich in denselben, folgen

¹⁾ Williams, G. H.: The Gabbro and associated Hornblende Rocks occurring in the Neighbourhood of Baltimore. Bull. of the United States Geological Survey. 1866. Nr 28. p. 615—682.

in der Lagerungsart niemals den Spaltrichtungen des Amphibols, wie wir es beim Hypersthen sahen, sondern haben sich regellos zerstreut.

Das Gestein wurde von Koloman Emszt analysiert.

SiO ₂	42.08%	Projektionswerte :	
TiO ₂	2.10		
Al ₂ O ₃	16.57	al = 20.1	or = 0
Fe ₂ O ₃	4.57	fm = 53.1	ab = 2.13
FeO	9.75	c = 24.4	an = 7.86
MnO	0.07	alk = 2.4	ls = 0.58
MgO	9.48	si = 86.3	fs = 0.68
CaO	11.00	k = 0	qs = -0.26
Na ₂ O	1.22	mg = 0.54	ξ = 22.5
K ₂ O	Spur	qz = -23.3	η = 44.5
H ₂ O ⁺¹¹⁰	2.75	c/fm = 0.45	ζ = 26.8
H ₂ O ⁻¹¹⁰	0.24	ti = 3.2	
BaO	0.06	p = 0.12	Si = 42.2
SrO	0.05		U = 43.9
P ₂ O ₅	0.15		L = 13.7
100.09%			

Spez. Gewicht : 3.041.

Wie aus der beigelegten tabellarischen Zusammenstellung ersichtlich ist, zeigt das Gestein auf Grund der chemischen Zusammensetzung und seiner Projektionswerte eine Übereinstimmung mit der Niggli'schen Normalgabbroid-Norit Magmengruppe. Nur in den si- und alk-Werten zeigt sich eine bemerkbare Abweichung. Der si-Wert ist beim Celebeser Gestein niedriger; dessen

	Gabbro von Ost-Celebes (Nr. 66.)	5.	IV.
		Typus des nor- malgabbroiden bis noritischen Magmas	Gabbro-Mittel- wertenach Becke
si	86.4	108	107
al	20.1	21	24
fm	53.1	52	42
c	24.4	21	27
alk	2.4	6	7
k	0	0.20	0.19
mg	0.54	0.55	0.60
c/fm	0.45	0.42	0.64
Schnitt	IV.	III/IV.	V.
ξ	22.5	27	31
η	44.5	42	51
ζ	26.8	27	34
or	—	0.88	0.8
ab	2.13	3.55	3.6
an	7.86	5.55	5.4
ls	0.58	0.61	0.71
fs	0.68	0.53	0.48
qs	-0.26	-0.14	-0.19

Grund liegt darin, dass im selben der Feldspat in geringerer Menge vorhanden ist, in bedeutenderer Menge der Pyroxen, beziehungsweise der uralitisierte Amphibol also es hat der Gabbro einen mehr melanokraten Charakter.

Das Celebeser Gestein ist *daher auf Grund seiner mineralogischen und chemischen Zusammensetzung ein hypersthenhaltiger Gabbro*. Unter Einwirkung der Regionalmetamorphose nahm das Gestein nicht nur eine kataklastische Struktur an, sondern hat in seiner mineralogischen Zusammensetzung auch stellenweise eine Umwälzung erfahren.

Im Konzentrationstetraeder (Fig. II.) liegt der Punkt des Celebeser Gabbros zwischen den Punkte der Becke'schen Gabbro und Peridotitmittelwerte, etwas näher zum letzteren. Vom Punkt des Niggli'schen normal Gabbroid Magmentyp hat der Punkt des Celebeser Gesteins entsprechend einen mehr melanokraten Charakter, in der Richtung der fm-Spitze des Tetraeders sich etwas verzogen. Der Celebeser Gabbro ist an Kieselsäure ärmer, als die Typen, was im si-Feld gut zum Ausdruck kommt.

In der Feldspatprojektion (Fig. III.) liegt der Punkt des Celebeser Gabbro an der ab-an-Linie, wie aus der Projektion zu ersehen ist, stimmt der Anorthitgehalt der Plagioklasnorm bezüglich der Zusammensetzung mit jenem des, im Gestein festgestellten genau überein (An-Gehalt 79%).

In der si-Projektion (Fig. V.) kommt der mehr melanokrate Charakter der Celebeser Gesteins sowohl gegenüber dem Niggli'schen Magmatyp, wie auch gegenüber der Becke'schen Gabbromitte gut zum Ausdruck. Der Projektionspunkt beider Typen liegt näher zum 1-Feldspatpunkt.

Serpentin.

(Gestein Nr 67.).

Fundort : Sungi Maendjoe.

Dunkel bräunlichgrünfärbiges, dichtes Gestein, in welchem zerstreute hellgrüne Flecke zu beobachten sind, welche als Überreste des ursprünglichen, gut spaltbaren und serpentinisierten Mineralen anzusehen sind.

U. d. M. sind als Gemengteile : Serpentin, Chlorit, Magnetit, Calcit und Amphibol erkennbar. Das Gewebe zeigt eine typische Gitterstruktur.

Die Hauptmasse des Gesteins wird durch den *Serpentin*, dessen gut spaltbare Lamellen eine gerade Auslöschung, weiters eine höhere Lichtbrechung als Canadabalsam haben, gebildet ; das Mineral ist demnach ein *Antigorit*, γ in der Längsrichtung. Ist optisch zweiachsig, mit sehr kleinem Achsenwinkel. Optischer Charakter ist negativ. Entlang der Spaltrichtung lagert ein farbloses Mineral (wahrscheinlich Calcit-Fetzen).

Der *Chlorit* bildet im Serpentin gelblichgrüne, faserige, breite Adern.

Die winzigen Prismen des *Amphibol* sind im durchscheinenden Licht farblos, zeigen eine vorzügliche Spaltbarkeit. Haben negativen optischen Charakter und eine $q > v$ Dispersion.

Magnetit ist im Gestein nur in geringer Menge aufzufinden. Seine winzigen Körnchen verdichten sich um die Amphibol-Überreste zu schwammartigen Knoten. Er ist an einigen Stellen des Gesteins oxidiert und färbt das Gestein rostrot.

Auf Grund obiger mineralogischer Zusammensetzung ist das Gestein ein *Antigorit-Serpentin* mit typischer Gitterstruktur. Über das Ursprungsgestein besitzen wir keine näheren Angaben, wahrscheinlich sind die Überreste des Amphibol bereits sekundärer Natur.

Serpentin.

(Gestein Nr 68.)

Fundort : Kolo.

Dunkel-bläulichgraues, gepresstes Gestein, in dessen homogener Masse nur zerstreute, prismenartige, hellgrüne Flecke zu beobachten sind ; diese sind wahrscheinlich die serpentinisierten Überreste der einstigen Mineralien.

Unter dem Mikroskop zeigt es sich, dass das Gestein von Serpentin, Chlorit, Magnetit und Amphibol Überreste aufgebaut wird. Die für den Serpentin kennzeichnende Maschen oder Gitterstruktur ist nicht entwickelt.

In der Hauptmasse besteht das Gestein aus Serpentin, dessen winzige, prismatische Lamellen im durchscheinenden Licht farblos sind und eine gute Spaltbarkeit den Prismen entsprechend zeigen. Die Lichtbrechung ist höher als beim Canadabalsam, γ in der Längsrichtung. Der optische Achsenwinkel ist klein. Diese Angaben lassen auf *Antigorit* schliessen.

Die, langen Fasern des *Chlorits* erscheinen an den Magnetit angeschmiegt. Diese sind im durchscheinenden Licht farblos, haben eine höhere Lichtbrechung, als der Serpentin und eine gerade Auslöschung.

Die kleinen *Amphibolprismen* erscheinen zu Büscheln verdichtet, diese löschen gleichzeitig aus, sind daher die Reste des gleichen grösseren Kristalles. Die im durchscheinenden Licht farblosen Lamellen werden durch eine gute Spaltbarkeit gekennzeichnet. Negativer optischer Charakter und eine Dispersion : $\rho > \nu$ sind für den Amphibol bezeichnend.

Die kleinen Körner des *Magnetits* setzen sich oft zu Schnüren zusammen; diese durchziehen den Serpentin und teilen ihn in Felder ein. Magnetit erscheint noch in den Amphibolüberresten, in Gestalt von grösseren Körnern.

Auf Grund dieser Angaben ist das Gestein ein *Serpentin* (*Antigorit*). Bezüglich des ursprünglichen Gesteins waren keine Angaben zu entdecken.

Serpentinisierter Peridotit.

(Gestein Nr. 69.)

Fundort : Kolo.

Ist ein dunkel-braungrünes, stark gepresstes, massiges Gestein an welchem Rutschflächen zu beobachten sind. Verstreut können auch braungrüne Olivinkörner und die Spaltflächen des dunkelgrünen Amphibol entdeckt werden.

Im Dünnschliff wird sichtbar, dass die Struktur ursprünglich kristallinisch-körnig gewesen sein musste; infolge der starken Serpentinisierung finden wir von den primären Gemengteilen nur spärliche Überreste. Im Gestein ist Olivin, monoklin-Pyroxen, Amphibol und Magnetit zu beobachten. Von diesen sind wahrscheinlich Olivin und Pyroxen primärer Entstehung, der Amphibol entwickelte sich nur infolge Uralitisierung des letzteren.

Das Gestein wurde durch die Einwirkung der bergbildenden Kräfte stark zerklüftet, sämtliche Gemengteile zeigen arge Verwitterung, die mechanische Einwirkung wurde dann von einer späteren Serpentinisierung begleitet.

Der Hauptgemengteil des Gesteins war der *Olivin*, dessen grosse, xenomorphe Körner mit dicken Serpentinadern durchsetzt sind. Die noch frischen Olivinreste sind im durchscheinenden Lichte farblos, haben kataklastische Struktur und wellige Auslöschung. Der optische Charakter ist positiv. Achsenwinkel nahezu 90°.

Der *Pyroxen* erscheint in Gestalt von selbständigen grösseren Körnern oder aber im Innern der Amphibole als noch nicht uralitisiertes Überbleibsel. Die stark zersprungenen Körner zeigen keine Spaltbarkeit und sind im durchscheinenden Licht farblos. Der optische Charakter ist positiv. Dispersion : $\rho > \nu$.

Der *Amphibol* ist in Gestalt von grösseren, an den Enden ausgefranzten Prismen, meist aber von dünnen Fasern, im Gestein aufzufinden. Im durchscheinenden Licht ist er farblos und zeigt keinen Pleochroismus. Wird durch negativen Charakter und einen optischen Achsenwinkel vom nahezu 90° gekennzeichnet.

Der *Magnetit* ist ein häufiger Einschluss im Gestein, lagert sich um den Amphibol und den Pyroxen, zeitweise häuft er sich in Reihen an.

Das Gestein ist auf Grund des obigen *serpentinisierter-Peridotit*.

Serpentin.

(Gestein Nr 70.)

Fundort : unterer Abschnittes des Tirongau Flusses.

Dunkel-graugrünes Gestein, in dessen homogener Masse nur hellgrüne Flecken, wahrscheinlich Überreste der einstigen Gemengteile zu entdecken sind. Im Dünnschliff untersucht, setzt es sich aus folgenden Gemengteilen : Serpentin, Chlorit, Talk, Magnetit und wenig Olivin-Überresten zusammen.

Die Hauptmasse des Gesteins wird durch den lamellenartigen *Antigorit* gebildet. Die prismatische Lamellen sind höchstens 0.1 mm lang und zeigen eine gute Spaltbarkeit. Im durchscheinenden Licht farblos. Lichtbrechung höher als beim Canadabalsam. In den Lamellen mit gerader Auslöschung schwingt γ in der Längsrichtung. Diese haben kleineren optischen Achsenwinkel und negativen Charakter.

Die Gelblichgrünen Lamellen des *Chlorits* erscheinen in der Nähe der Diallag-Überreste. Haben höhere Lichtbrechung als der Canadabalsam. Sind optisch einachsigt, haben positiven Charakter und verraten keinerlei Pleochroismus.

Wenig *Talk* und *Magnetit* ist im Gestein zu entdecken. Die grösseren Körner des Magnetits liegen meist in der Nähe der Diallagreste.

Die xenomorphen Körner des *Diallags* und des *Olivins* sind nur Überreste der einstigen Gemengteile. Der Diallag wird durch vorzügliche Spaltbarkeit gekennzeichnet. Im durchscheinenden Licht ist er farblos. Der optische Charakter ist Positiv. Dispersion : $\rho > \nu$.

Auf Grund des Obigen kann das Gestein als *Serpentin* angesehen werden, welcher sich aus der Umwandlung des Gabbros oder Peridotits entwickelte, was auch durch das Vorhandensein der Olivin- und Diallagreste bestätigt wird.

ALLGEMEINE MERKMALE UND GRUPPIERUNG DER VON DER EXPEDITION GESAMMELTEN GESTEINE.

Auf Grund der ausführlichen petrographischen Untersuchungen kann behauptet werden, dass auf dem vom Prof. Lóczy durchforschten Gebiet von Ost-Celebes meist intrusive Gesteine zu finden sind. Die Gesteine sind sowohl in den Schuppenzügen, — im südlichen Teil des Gebietes, — wie auch im Molaszuge, — d. h. im nördlichen Teil desselben, — einander sehr ähnlich. Wir können aber behaupten, dass Lóczy — ausgenommen ein Andesittuffvorkommen, — keine anstehenden Effusivgesteine im begangenen Gebiet gesammelt hat, aber die in den Flussbetten gefundenen Effusivgesteine: Quarzporphyrit und Andesittuff-Gerölle bestätigen ihr Vorkommen im Innern der Gebirge. Die Expedition drang aber nicht in das Innere dieser Gebirge ein.

Das kristallinische Grundgebirge erschien an der Oberfläche des durchforschten Gebietes nicht. Die gesammelten Amphibolite und Serpentine bilden auf Grund der Beobachtungen Lóczys mit den intrusiven Massen eine geologische Einheit, sind Teile derselben und nicht Glieder des kristallinischen Grundgebirges. Diese Beobachtungen Lóczys wurden durch die petrographischen Untersuchungen bestätigt, der eruptive Ursprung der mir vorliegenden Amphibolite Serpentine ist zweifellos, sie stimmen in ihrer chemischen Zusammensetzung mit den untersuchten basischen Eruptiven überein.

Die durch die Expedition gesammelten Eruptivgesteine gehören den folgenden Gruppen an:

<i>Granit</i>	Gestein Nr 21, 49.
<i>Diorite</i>	Gestein Nr 41, 56, 59, 65. (4 Vorkommen).
<i>Gabbros (Anorthosit)</i>	Gestein Nr 1, 2, 6, 7, 8, 12, 33, 40, 46, 66, (10 Vorkommen).
<i>Peridotite (Lherzolite-Harzburgit)</i>	Gestein Nr 5, 10, 18, 19, 48, 50, 54, 63, 64. (9 Vorkommen).
<i>Pyroxenit</i>	Gestein Nr 9. (1 Vorkommen).
<i>Amphibolite-Amphibolschiefer</i>	Gestein Nr 15, 16, 27, 29, 30, 38, 44, 45, 51, 53, 57, 60, 62. (12 Vorkommen).
<i>Serpentine (Peridotit-Pyroxenit-Serpentine),</i>	Gestein Nr 3, 4, 11, 13, 17, 36, 42, 58, 61, 67, 68, 69, 70. (13 Vorkommen).
<i>Quarzporphyrit</i>	Gestein Nr 28. (1 Vorkommen).
<i>Andesittuff</i>	Gestein Nr 22. (1 Vorkommen).

Auf Grund der Bestimmungen Lóczys, wie auch nach dieser tabellarischen Zusammenstellung kann festgestellt werden, dass im durchforschten Gebiet, abgesehen von der zwei Granitvorkommen meist basische Intrusivgesteine: Diorite, Gabbro, dann die feldspatlosen Spalttypen der letzteren oder dessen umgewandelte Produkte, Amphibolite, Serpentine aufzufinden sind. Laut Beobachtungen Lóczys übertreffen die Peridotite und Serpentine an Masse die Gabbros.

Zu Vergleichszwecken unternahm *Lóczy* im Nachbargebiete des durchforschten Landstriches kurze Forschungsreisen. Von den hierbei gesammelten Gesteinen habe ich den frischen Granodiorit des Gorontalo (Nord-Celebes) bereits beschrieben.¹⁾

Die Eruptivgesteine des durchforschten Gebietes zeigen fast durchwegs Katakklase. Die undulöse Auslöschung, die Verbiegungen sind an den Feldspaten häufig zu sehen. Handlich erscheinen die Plagioklase nicht selten zertrümmert und in ein Kornaggregat aufgelöst. Auch die Olivine und Pyroxene sind in dieser Weise beschädigt. Sehr verbreitet ist auch als Folge gebirgsbildender Prozesse, eine Uralitisierung der Pyroxene, die Umwandlung rhombischer Pyroxene zu beobachten.

Diese petrographischen Beobachtungen werden auch durch die geologischen Beobachtungen *Lóczys* bestätigt. Im Laufe seiner Untersuchungen kam *Lóczy* zu dem Ergebnis, dass die basischen Eruptivmassen stellenweise gewaltige Überschiebungsdecken bilden und auf jungtertiären Bildungen ruhen. So brach im nördlichen Teile des Gebietes bei Tandjong-API durch die Gabbro und Peridotit-Gesteine, auch Methangas hervor. Hier lagern also auf dem Muttergesteine der Kohlenwasserstoffe, auf dem Tertiär des Molaszuges, Gabbro und Peridotit als eine Decke auf.

Im Südteile des Gebietes, in den Schuppenzügen entdeckte *Lóczy* stellenweise grosse tektonische Fenster, welche unter den basischen Eruptivdecken zum Vorschein kommen. Auch die eruptiven und sedimentären Gesteine des verschobenen Kontaktes zeigen starke kataklastische Veränderungen.

Unter den gesammelten Gesteinen waren einige zermürbte Gneis und Phyllitstücke zu finden. Diese sind Gerölle, welche wahrscheinlich aus westlicher Richtung, aus dem Zentralen-Celebes, dorthin kamen. Die Phyllitstücke kamen laut *Lóczys* Angaben aus dem peripherischen Teil der Gabbromassen, wo dieselben sich mit den sedimentären Massen berühren. Vielleicht handelt es sich um Stücke aus Schubfetzen.

Die allgemeinen Merkmale der einzelnen Gesteinsgruppen können wir im Folgenden zusammenfassen.

Vom den Gesteinen der saueren Magmen ist nur ein *Granit-Vorkommen* in der Sammlung vorhanden; dieses habe ich bei der ausführlichen Untersuchung beschrieben.

Diorite.

Die *Diorite* sind sowohl in den Schuppenzügen, wie im Molaszuge einander ähnlich; sind meist feine oder mittelkörnige, dunkelgraue Gesteine. Auf Grund ihrer mineralogischen Zusammensetzung sind sie meist Amphiboldiorite. Die sauren Typen der Diorite sind anscheinend seltener, aus dem Molaszug gehört nur ein Handstück, ein Amphibol-Quarzdiorit (Nr 59.) zu dieser Gruppe.

Der Feldspat der Diorite ist Oligoklas-Andesin. Der Amphibol ist ein grüner Amphibol, mit 15—18° Auslöschung auf 010 Fläche, wurde ausgefasert und zu faserigen Häufchen zerteilt.

Die Analysen (Tabelle I. auf Seite 97.) des aus dem Schuppenzüge stammenden Gesteins (Nr 41.) und des aus dem Molaszuge stammenden Gesteins (Nr. 65.) zeigen wenig Unterschiede, chemisch sind sie Übergangsglieder zwischen den Dioriten und Gabbromagmas.

¹⁾ *Jugovics Lajos*: Der Granodiorit von Gorontalo auf Nordcelebes. *Földtani Közlöny* Bd. XX. 1940.

Gabbros.

Die Hauptmasse der intrusiven Gesteine des durchforschten Gebietes bilden die *Gabbros* und die damit zusammenhängenden *Peridotite* und *Pyroxenite*.

Die Gabbros sind dunkelgraue mittel bis grobkörnige Gesteine, deren mineralogische Zusammensetzung wenig Mannigfaltigkeit verrät. Wichtige Gemengteile sind: Plagioklas und monokliner Augit (Diälag), seltener rhombischer Pyroxen. Olivin ist in diesem Gabbro recht selten, nur Gestein Nr. 2. erwies sich als ein typischer Olivinabbro. Der Erhaltungszustand der meisten Proben ist schlecht, die Gemengteile sind umgewandelt, (Uralitisierung Saussuritisierung, Serpentinisierung). Manche zeigen eine gänzlich verworrene, mineralogische Zusammensetzung, sodass die Benennung des Gesteins fast unmöglich gemacht wird.

Wie ich bestimmen konnte, besteht zwischen den Gabbrotypen der beiden Gebirgszüge kein Unterschied und dieselben zeigen sowohl in chemischer, wie auch mineralogischer Zusammensetzung grosse Ähnlichkeit.

Der Plagioklas der Gabbros zeigt 62—85% An-Gehalt, diese sind daher bereits als Glieder der Labrador-Bytownit-Reihe anzusehen. Sind von zonarer Struktur und auch die ganz frischen Kristalle derselben stark zersprungen. Die Saussuritisierung der Plagioklase ist in diesen Gesteinen eine allgemeine Erscheinung.

Die Tabelle II. (auf Seite 99.) enthält die chemische Zusammensetzung und der Mittelwerte der analysierten Gabbros. Es wurde möglichst von jeder Type: Gabbro, Olivinabbro, Saussurit-gabbro, Dynamometamorph und Mylonit-gabbro verfertigt.

Aus der Tabelle kann bestimmt werden, dass diese Gesteine vom chemischen Standpunkt, eine ziemlich geschlossene Gruppe, ohne grosse Variationsbreiten bilden und man nur in der Richtung der Diorite einen Übergang finden kann. Sind an Kieselsäure und Alkalien arm, an Kalk aber reicher als die Diorittypen, der ξ (=al+alk) Wert ist beständig hoch. Auch der Anorthosit-typ erscheint zwischen den Gabbros; leider war eine chemische Analyse infolge der schlechten Erhaltung der eingesammelten Stücke nicht möglich.

Die Peridotite und Pyroxenite.

Die Gesteine der durchforschten Gabbromassive aus Ost-Celebes zeigen im Mineralbestand, in den Korngrößen und in der Struktur einen starken Wechsel. Gabbro, Peridotite entwickelten sich häufiger, Pyroxenite sind seltener. Von den gesammelten Gesteinsstücken war der Peridotit von 9 Vorkommen tadello, andere waren stark serpentinisiert, so dass sie dem Serpentin zugeteilt wurden. (III. Tabelle auf Seite 101.)

Die *Peridotite* sind meist bräunlichgrüne, grobkörnige Gesteine, welche ständig eine kataklastische Struktur zeigten. Die dynamische Verfassung traf aber die verschiedenen Gemengteile nicht in gleicher Weise. Die Prismen der elastischeren Pyroxene wurden durch die Einwirkung des Druckes verbogen oder entlang der Spalten in dünne Lamellen zerteilt. Olivinkristalle wurden in parallele Lamellen umgeformt, die ähnlich den Zwillinglamellen des Feldspates verschieden auslöschen. Bei stärkerer Beanspruchung erfolgt randlich eine Zertrümmerung.

Die Peridotite sind meist: Harzburgite und Lherzolithe. Die wichtigsten Gemengteile sind: Olivin, Hypersthen, Bronzit, monokliner Pyroxen, Amphibol; die Nebengemengteile: Magnetit, Spinell und Granat.

Von jeder Type wurde eine Analyse durchgeführt (Nr 63—64.) Aus den, aus diesen Analysen ermittelten Mittelwerten kann festgestellt werden, dass diese Ost-Celebeser Peridotite zur Gruppe der an kalkarmen Peridotitmagmen gehören. Der femischere Charakter kommt gegenüber

den von ihnen abgesonderten Gabbro gut zum Ausdruck, sie sind durch niedrigeren SiO_2 — Al_2O_3 und sehr hohen MgO und Eisengehalt gekennzeichnet.

In den Tetraederprojektionen gruppieren sich die Peridotite um die Becke'sche Peridotitmitte, werden aber in der si-Projektion mehr zerstreut und liegen besonders entlang der 1—0 (Feldspat-Olivin) Linie, mehr in der Richtung der Olivin-Ecke.

Pyroxenit war im gesammelten Gesteinsmateriel wenig aufzufinden, nur ein Vorkommen, der Diallagit (Nr 9.) wurde genauer untersucht, die chemische Zusammensetzung wird zum Vergleich mit den Peridotiten in der Tabelle III. mitgeteilt. Entgegen der Peridotiten werden sie, — entsprechend dem Pyroxenmagma, — durch höheren SiO_2 - und CaO -aber niedrigeren MgO -Gehalt gekennzeichnet.

Serpentine.

Die stark serpentinierten Peridotite und Pyroxenite teilte ich der Gruppe der Serpentine zu. Die Gesteine von insgesamt 13 Vorkommen gehören dieser Gruppe an. Den Zusammenhang der Serpentine mit den eruptiven Gesteinen haben auch die Beobachtungen von Lóczy festgestellt. Seiner Meinung nach erscheinen die Serpentine überall und immer in der Masse der Gabbro-Peridotite. Auch die petrographischen Untersuchungen und die chemische Zusammensetzung der Serpentine bestätigen diese Feststellung.

An den Gesteinen von 6 Serpentinorkommen konnte bereits auf Grund der Untersuchung der Relikte der eruptive Ursprung festgestellt werden. Bei den übrigen 7 Serpentin sind keine Reste des Ausgangsgesteins zu erkennen. Die chemischen Analysen von zweien derselben (Nr 11—42) bestätigen aber die Annahme des eruptiven Ursprungs. (IV. Tabelle auf Seite 103.)

In der chemischen Zusammensetzung der beiden *Serpentine* zeigt sich nur im MgO — CaO und Al_2O_3 -Gehalt ein kleiner Unterschied. Das Ausgangsmaterial bei beiden Serpentin gehörte der Niggli'schen Peridotit, resp. Hornblendit-Pyroxenit-Peridotit-Magmengruppe an, was auch durch die Projektionen bestätigt wird.

Amphibolite.

In dem durch die Expedition begangenen Gebiet spielen die Amphibolite eine bedeutsame Rolle. Sind gleich nach den Serpentin die in grösster Menge eingesammelten Gesteine. Habe insgesamt zwölf Gesteine vorkommen untersucht.

Laut den Beobachtungen Lóczy's lagern diese Amphibolite in den basischen Eruptivstöcken, nahe zu den Überschiebungsflächen.

Unter den untersuchten Amphiboliten können folgende Typen unterschieden werden

Plagioklas, bzw. plagioklasreiche Amphibolit,
Epidot-amphibolit,
Epidot-plagioklas-amphibolit,
Granat-amphibolit,
Hornblendschiefer.

Die Gemengteile der Amphibolite sind: Amphibol, Plagioklas, Epidot; die Nebengemengteile: monokline Pyroxenreste, Granat, Rutil, Titanit, Ilmenit, Magnetit, Apatit, Quarz und Serizit.

Der Hauptgemengteil der Amphibolite, der *grünfärbige Amphibol*, dessen Auslöschung an der 010 Fläche $c : \gamma = 16-18^\circ$ beträgt, zeigt ständig Pleochroismus. Uralit und Pyroxenreste sind in diesen Amphibolen recht häufig.

Der An-Gehalt des Plagioklases der Amphibolite schwankt zwischen 31 und 85%, ist also von den Andesin bis zum Bytownit jede Type vorhanden. Die Plagiklase verraten oft eine Saussuritartige Verwandlung.

Der Quarz ist in diesen Amphiboliten immer nur in einer ganz belanglosen Menge vorhanden.

Rutil und Titanit sind dem gegenüber ziemlich häufige Gemengteile sieder Amphibolite.

Die Textur der Amphibolite ist schieferig und massig, die Struktur meist porphyroblastisch, selten granoblastisch.

Vier, von verschiedenen Punkten des Expeditionsgebietes eingesammelten Amphibolite wurden analysiert und zwar zwei plagioklasreiche, ein Epidotamphibolit und ein Hornblendeschiefer. Die Analyse und die aus derselben ermittelten Mittelwerte zeigt die *Tabelle V.* (auf Seite 105.) samt den entsprechenden Projektionswerten.

Der Chemismus dieser Amphibolite zeigt die Zusammensetzung der Gabbromagmen; ihre Projektionswerte, verglichen mit den Niggli'schen Magmatypen zeigen mit den Gabbro-Magmagruppen eine grosse Übereinstimmung. Im Konzentrationstetraeder liegen die Projektionswerte der Amphibolite nebeneinander in der Nähe des Punktes des Gabbromitte, entsprechend ihrem mehr melanokraten Charakter aber etwas in der Richtung, des Peridotit-Mittelwertes verzogen. In der si-Projektion liegen die Projektionspunkte der Amphibolite etwas verstreut, aber noch immer in der Nähe der Gabbropunkte.

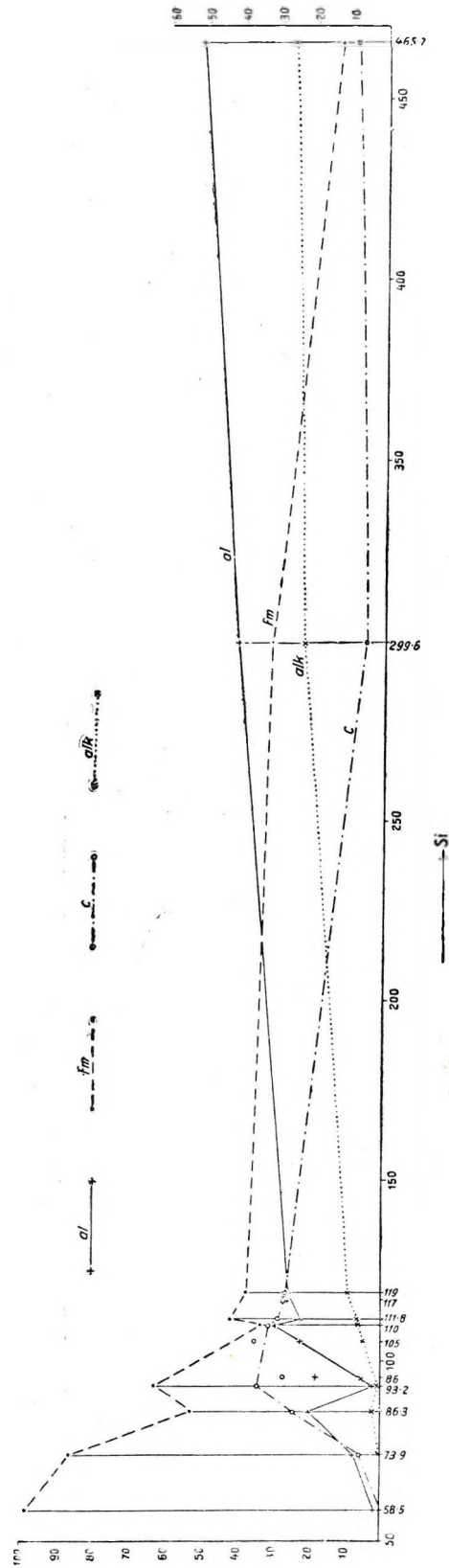
In der Becke'schen Si-U-L-Dreieckprojektion fallen die Analysenpunkte der sämtlichen Amphibolite und deren errechnete Mittelwerte in das Eruptivfeld, was ihren eruptiven Ursprung (Orto-Charakter) bezeugt.

Es kann daher festgestellt werden, dass die von verschiedenen Orten von Ost-Celebes eingesammelten Amphibolittypen eine ähnliche und für die Gabbromagmen kennzeichnende chemische Zusammensetzung haben.

Das Gewebe der Amphiboliten verrät neben den für die Kristallschiefern kennzeichnenden Gewebetypen oft auch einen Übergang zu der Gabbrostruktur. Spuren von sedimentären Geweberesten konnte ich in diesen Gesteinen keine entdecken.

Die im Gesagten mitgeteilten chemischen und petrographischen Feststellungen werden auch durch die geologischen Beobachtungen Lóczy's unterstützt, laut denselben erscheinen die Amphibolite ständig in der Gesellschaft des Gabbros-Peridotite-Serpentine und bilden mit diesen eine geologische Einheit.

Das Gesagte zusammenfassend können wir es als bewiesen betrachten, dass die verschiedenen, im durch Lóczy durchforschten Gebiet von Ost-Celebes Amphibolite eruptiven Ursprung besitzende Orto-amphibolite sind, mit den Peridotiten, Gabbros und Serpentinien beisammen lagern und mit diesen eine geologische Einheit bilden. Dementsprechend zeigt die chemische Zusammensetzung auch jene der Gabbromagmen, woraus folgt, dass diese Amphibolite aus der Verwandlung der Tiefengesteine der Gabbromagmen entstanden sind.



VIII. ábra. A megvizsgált kelet-celebeszi kőzetek differenciációs-diagramja.
Fig. VIII. Das Differentiationsdiagramm der untersuchten Ost-Celebeser Gesteine.

I. Táblázat.

Tabelle I.

D I O R I T E.

G E W I C H T %				P R O J E K T I O N S W E R T E			
	Nr. 41.	Nr. 65.	Mittel		Nr. 41.	Nr. 65.	Mittel
	Amphibol- diorit	Amphibol- diorit					
SiO ₂	48.43	49.88	49.15	si	111.8	119.0	115.2
TiO ₂	1.28	0.58	0.93	al	22.8	26.4	24.6
Al ₂ O ₃	16.77	18.79	17.78	fm	42.0	37.8	40.0
Fe ₂ O ₃	3.04	1.38	2.21	c	28.7	26.6	27.7
FeO	3.82	3.76	3.79	alk	6.4	9.2	7.7
MnO	0.11	0.39	0.25	k	0.01	0.00	0.01
MgO	8.41	7.59	8.00	mg	0.69	0.71	0.63
CaO	11.46	10.30	10.88	c/fm	0.68	0.70	0.69
Na ₂ O	2.85	3.89	3.37	ξ	29.2	35.4	32.6
K ₂ O	0.03	Spur	0.03	η	51.6	53.0	52.3
H ₂ O+ ¹¹⁰	2.18	1.63	1.40	ζ	35.2	35.6	35.4
H ₂ O— ¹¹⁰	0.63	0.55	0.59	an	5.61	4.84	5.22
CO ₂	0.21	0.11	0.16	ab	4.35	5.19	4.77
P ₂ O ₅	0.91	1.28	1.09	or	0.29	0.00	0.14
BaO	0.09	0.06	0.07	ls	0.58	0.75	0.69
SrO	0.18	0.21	0.19	fs	0.48	0.39	0.44
CrO	Spur	Spur	Spur	qs	—0.12	—0.14	—0.13
	100.40	100.40		Si	46.9	47	
Spez. Gew.	2.905	2.836	2.870	U	36	35.5	
				L	17	17.4	

II. táblázat. G A B R O S. Tabelle II.

G E W I C H T %										PROJEKTIONSWERTE				
	2	6	7	12	66			2	6	7	12	66	Mittel von 2—6—7 12—66	
	Olivin gabbro	Dynamo- metamorf- gabbro	Mylonitisier- ter-gabbro	Snassurit- gabbro	Gabbro	Mittel von 2-6-7 12-66								
SiO ₂	47.51	45.12	50.09	46.42	42.08	45.22	si	110.0	95.6	117.0	105.7	86.3	98.2	
TiO ₂	0.62	0.61	0.15	0.88	2.10	1.05	al	29.2	18.0	26.0	22.6	20.1	22.5	
Al ₂ O ₃	21.35	14.12	18.83	16.76	16.57	17.20	fm	33.5	49.4	47.0	36.8	53.1	43.4	
Fe ₂ O ₃	0.99	3.70	1.25	0.84	4.57	2.52	c	31.4	27.1	27.0	35.0	24.4	29.1	
FeO	2.23	2.91	2.72	2.63	9.75	4.38	alk	5.9	5.5	0	5.2	2.4	5.0	
MnO	0.22	0.85	1.02	0.23	0.07	0.34	k	0	0	0.00	0.06	0	0.07	
MgO	7.82	11.62	10.68	8.79	9.48	9.42	mg	0.80	0.74	0.79	0.81	0.54	0.70	
CaO	12.56	11.72	10.35	14.09	11.00	12.34	c fm	0.91	0.54	0.57	0.95	0.45	0.67	
Na ₂ O	2.56	2.71	Spur	2.21	1.22	2.17	ξ	35.1	23.5	26.0	27.8	22.5	27.5	
K ₂ O	— —	— —	Spur	0.23	Spur	0.23	η	60.6	45.1	53.0	57.6	44.5	51.6	
H ₂ + H ₂ O	2.21	3.46	1.95	3.48	2.75	2.97	ζ	37.4	32.6	27.0	40.2	26.8	34.1	
H ₂ O—H ₂ O	0.71	0.71	0.95	0.69	0.24	— —	an	6.63	5.27	— —	6.25	7.9	6.51	
CO ₂	Spur	0.35	0.10	0.31	— —	0.33	ab	3.36	4.72	— —	3.51	2.12	3.42	
P ₂ O ₅	1.21	1.95	1.27	1.81	0.15	1.28	or	0	0	— —	0.22	0	0	
BaO	0.11	0.14	0.23	0.09	0.06	0.10	ls	0.74	0.54	— —	0.58	0.57	0.62	
SrO	0.15	0.25	0.39	0.37	0.05	0.20	fs	0.38	0.69	— —	0.56	0.69	0.58	
CrO	—	0.19	0.09	0.39	— —	0.29	qs	—0.12	—0.12	— —	—0.14	—0.26	—0.20	
	100.25	100.41	100.10	100.22	100.09		Si	45.1	44.1	48.6	45.6	42.2	— —	
							U	37.3	38.5	40.6	34.9	43.9	— —	
							L	17.4	17.2	10.7	19.1	13.7	— —	
Spez. Gewicht	2.827	2.896	3.081	2.923	3.041									

III. táblázat.

Tabelle III.

PERIDOTITE und PYROXENIT.

GEWICHT %					PROJEKTIONSWERTE				
	Peridotit		Pyro- xenit	Peridotit Mittel vom 64—63		Peridotit		Pyro- xenit	Peridotit Mittel vom 64—63
	64	63	9			64	63	9	
	Lher- zolith	Harz- burgit	Dialla- git			64	63	9	
SiO ₂	41,71	41,59	50,85	41,65	si	73,9	58,5	93,2	65,4
TiO ₂	0,60	0,10	0,22	0,35	al	7,3	1,75	1,9	4,4
Al ₂ O ₃	6,73	2,11	0,99	4,42	fm	85,9	98,2	62,5	93,0
Fe ₂ O ₃	3,53	0,35	0,71	1,94	c	5,9	0	34,4	2,6
FeO	3,91	6,99	4,21	5,45	alk	0,67	0	1,2	0
MnO	0,43	0,13	0,41	0,28	k	0	0	0	0
MgO	28,22	42,52	19,83	35,37	mg	0,87	0,91	0,86	0,83
CaO	3,15	Spur	17,48	1,57	c/fm	0,69	—	0,55	0,02
Na ₂ O	0,40	Spur	0,65	0,40	ξ	8,0	1,75	3,02	4,4
K ₂ O	Spur	Spur	Spur	Spur	η	13,3	1,75	36,2	9,0
H ₂ O+ ¹¹⁰	7,25	5,89	1,70	6,57	ζ	6,6	0	35,5	2,6
H ₂ O— ¹¹⁰	1,19	0,28	0,41	—	ls	0,23	0,06	0,09	0,1
CO ₂	0,69	—	0,36	0,34	fs	1,15	1,64	1,03	1,42
P ₂ O ₅	1,42	—	0,95	0,71	qs	—0,37	—0,70	—0,12	—0,50,
BaO	Spur	—	—	Spur	Si	41	36,5	47,9	
SrO	Spur	—	—	Spur	U	54,9	63,4	33,1	
CrO	0,47	Spur	1,10	0,23	L	4	0	18,8	
	99,70	99,96	99,87						
Spez. Gewicht	2,911	2,909	3,201						

IV. táblázat.

Tabelle IV.

S E R P E N T I N E.

G E W I C H T %				P R O J E K T I O N S W E R T E			
	Serpentin		Mittel von 11—42.		Serpentin		Mittel von 11—12.
	Nr. 11.	Nr. 42.			Nr. 11.	Nr. 42.	
SiO ₂	41.84	39.90	40.87	si	71.0	69.2	70.0
TiO ₂	0.31	0.25	0.28	al	4.7	11.0	8.5
Al ₂ O ₃	4.51	9.74	7.12	fm	92.5	77.0	85.1
Fe ₂ O ₃	4.42	4.13	4.27	c	2.5	11.5	7.0
FeO	3.28	3.74	3.51	alk	0.32	0.52	0.40
MnO	0.47	0.28	0.37	k	0	0	0
MgO	32.22	25.30	28.76	mg	0.87	0.85	0.86
CaO	1.38	6.15	3.76	c/fm	0.02	0.14	0.08
Na ₂ O	0.20	0.31	0.35	ξ	5.02	11.5	8.9
K ₂ O	Spur	Spur	Spur	η	7.2	22.5	15.5
H ₂ O + ¹¹⁰	8.31	6.58	7.44	ζ	2.8	12.0	7.4
H ₂ O + ¹¹⁰	0.88	0.79	0.83	ls	0.15	0.35	0.23
CO ₂	0.32	0.39	0.35	fs	1.27	1.0	1.21
P ₂ O ₅	1.28	1.04	1.16	qs	—0.42	—0.35	—0.44
BaO	Spur	Spur	Spur	Si	40.4	37.7	
SrO	Spur	0.07	0.04	U	57.7	54.1	
CrO	0.72	1.44	1.08	L	1.7	6.9	
	100.14	100.11					
Spez. Gew.	2.708	2.716	2.712				

V. táblázat.

Tabelle V.

A M P H I B O L I T E.

G E W I C H T %						P R O J E K T I O N S W E R T E					
	Amphibolit		Epdot- amphi- bolit	Horn- blende schiefer	Mittel von 27—44		27	44	16	15	Mittel von 27—44
	27	44	16	15	16—15						16—15
SiO ₂	47,25	41,42	47,02	43,85	44,88	si	99,0	83,7	94,8	90,9	89,5
TiO ₂	0,13	0,43	0,40	0,48	0,36	al	25,7	25,5	15,5	26,6	22,6
Al ₂ O ₃	20,77	21,42	13,09	21,72	19,25	fm	41,2	44,3	47,0	42,9	45,4
Fe ₂ O ₃	1,55	1,18	4,42	0,81	1,99	c	31,3	26,3	33,1	26,4	28,5
FeO	4,18	3,08	3,23	4,12	3,60	alk	1,8	3,9	4,5	4,1	3,5
MnO	0,05	0,22	0,08	0,21	0,14	k	—	0,05	0,03	0,05	0,04
MgO	9,99	12,20	11,40	10,99	12,10	mg	0,75	0,83	0,73	0,79	0,79
CaO	13,83	11,97	15,22	11,76	13,19	qz	—8,2	—31,8	—23,2	—25,5	—24,4
Na ₂ O	0,87	1,87	2,21	1,91	1,71	c/fm	0,75	0,59	0,70	0,61	0,62
K ₂ O	Spur	0,15	0,13	0,17	0,11	Schnitt	V.	IV.	V.	IV.	IV.
H ₂ O+ ¹¹⁰	0,93	4,14	1,83	2,64	2,38	ξ	27,5	29,4	20,0	30,7	26,1
H ₂ O— ¹¹⁰	0,15	0,29	0,12	0,30	0,21	η	57,0	51,8	48,6	53,0	51,1
CO ₂	—	0,58	—	—	0,14	ζ	33,1	30,2	37,6	30,5	32,0
P ₂ O ₅	0,10	0,61	0,75	0,69	0,53	ls	0,59	0,79	0,51	0,77	0,66
BaO	0,02	—	—	—	—	fs	0,49	0,58	0,72	0,51	0,61
SrO	0,09	0,27	0,18	0,18	0,18	qs	—0,08	—0,37	—0,24	—0,28	—0,27
	99,91	99,83	100,08	99,83		Si	43,8	37,3	44,3	41,8	
Spez. Gewicht	2,906	2,874	2,997	3,002	2,944	U	40,8	47,6	36,2	43,2	
						L	15,3	14,9	19,5	15,4	

L I T E R A T U R V E R Z E I C H N I S.

1. *Abendanon, E. C.*: Geologische en Geographische Doorkruisingen van Midden Celebes. III. Bd.
2. *Ahlburg, J.*: Versuch einer geologischen Darstellung der Insel Celebes. Jena. 1913.
3. *Brouwer, H. A.*: Geologische exploratietochten op het eiland Celebes. Geologische Ints. d. Univ. Meded. Nr. 5. 1930.
4. *Burri, C. R.*: Chemismus und provinciale Verhältnisse der jungeruptiven Gesteine des pacifischen Oceans und seiner Umrandung. Schweizerische Mineral. und Petrogr. Mitteilungen. 1926. VI.
5. *Bücking, H.*: Leucitbasalt aus der Gegend von Pangkadjane in Süd-Celebes. Nat. Ges. Freiburg i. Br. 1899. Bd. XI. Heft 2.
6. *Bücking, H.*: Beiträge zur Geologie von Celebes. Samml. d. geol. Reichsmuseum i. Leiden. Ser. I. Bd. VII. 1902.
7. *Dieckmann, W.* und *Julius, M. W.*: Algemene Geologie en Erstsafzettingen van Zuidoost-Celebes. — Jaarb. Mijuw. N. O. I. 1924. Verh. 1.
8. *Gisolf, W.*: Mikroskopisch Onderzoek van Gesteenten uit Zuidoost-Celebes. Jaarb. Mijuw. 1924. Verhandelingen.
9. *Hirsch, H.*: Geol. Beobachtungen in Ost-Celebes. Tijdschr. Kon. Ned. Aadr. Gen. XXX. 1913. S. 611—618.
10. *T'Hoën, C. W. A. P.* und *Ziegler, K. G. I.*: Verlag over de Resultaten van geologisch-mijnbouwkundige Verkenningen en Opsporingen in Zuid-West-Celebes. — Jaarb. Mijnw. N. O. I. 1915. Verhand. II.
11. *Hotz, W.*: Vorläufige Mitteilungen über geologische Beobachtungen in Ost-Celebes. — Zeitschrift d. Deutschen Geol. Ges. 1913. 65.
12. *Jugovics, L.*: Der Granodiorit von Gorontalo auf Nordcelebes. Földtani Közlöny. Bd. 7. 1940.
13. *Kining Knijff, J. de.*: Geologische Gegevens omtrent gedeelten der afd. Loewoe, Pare-Pare en Boni van het Gwt. Celebes. Jaarb. Mijnw. N. O. I. 1912. Verhand.
14. *Koperberg, M.*: Bouwsteen voor de Geologie van de Residentie Manado. (1899—1904). — Jaarb. Mijnw. N. O. I. 1928. Verhand. I—II.
15. *Koolhoven, W. C. B.*: Verlag over eene verkenningstocht in den Oostarm van Celebes en den Banggai-archipel. — Jaarb. Mijnw. N. O. I. 1929. Verhandl. S. 187—228.
16. *Kündig, E.*: Versuch einer petrographischen Charakteristik des kristallinen Grundgebirges von Celebes. — Schweizerische Mineralog. und petrogr. Mitteilungen. XII. Bd. 1932. S. 450—506.
17. *Lóczy, L.*: Zur Geologie des Nordboengkoes und des Bongkagebietes von Ostcelebes. Földtani Közlöny. Bd. 62. 1932. S. 130—146.
18. *Lóczy, L.*: Geologie van noord Boengkoe en het Bongka Gebied tuschen de Golf van Tomini en de Golf van Tolo in in Ost-Celebes. Overgedrukt uit de Verhandelingen van het Geologisch-Mijnbouwkundig Genootschap voor Nederland en Kolonien. Geologische Serie. Deel X. Derde stuk. Bladz. 219—322. 1934.
19. *Macke, K.*: Celebes und seine Lagerstätten. — Ber. Freiburger Geol. Ges. 14. 1933. (Ref. Zeitschrift d. prakt. Geologie.)
20. *Molengraaff, G. A. F.*: Über die Geologie der Umgegend von Sumalatta auf Nord-Celebes und über die dort vorkommenden goldführenden Erzgänge. — Zeitschrift f. prakt. Geologie. 1902. Bd. X. S. 249—256.
21. *Morley, E. W.*: Contributions to the petrography of Java and Celebes. Journ. of Geology vol. 33. 1915. S. 231—245.

22. *Reyzer, J.*: Geologische aantekeningen betreffende de zuidelijke Foradjalanden. — Jaarb. Mijnw. N. O. I. 1918. Verhand. I.
23. *Rinne, F.*: Skizzen zur Geologie der Minahassa in Nord-Celebes.
Abdruck a. d. Zeitschrift d. deutschen geol. Gesellschaft. Bd. 52. 1900.
24. *Rinne, F.*: Beitrag zur Petrographie der Minahassa in Nord-Celebes.
Aus d. Sitzgb. d. Königl. preuss. Akad. d. Wissenschaft zu Berlin. Math. phys. Classe von 3. Mai 1900. XXIV.
25. *Rinne, F.*: Reisebilder aus Java und Celebes. — Mitteil. d. ges. Erdkunde zu Leipzig. 1913.
26. *Rutten, L. M. R.*: Voordrachten over de Geologie van Nederlandsch Oost-Indiä. Gronongen, 1927.
27. *Sarasin, P.* und *F.*: Entwurf einer geographisch-geologischen Beschreibung der Insel Celebes. Wiesbaden. 1901.
28. *Steiger, H. v.*: Petrographische beschrijving van eenige gesteenten uit de afdeelingen Pangkadjene an Tanette van het gouvernement Celebes en Onderhoorigheden. — Jaarb. v. h. Mijnw. 42. 1913. Verhand. 1915. Batavia. S. 171—227.
29. *Schmidt, C.*: Untersuchungen einiger Gesteinssuiten, gesammelt in Celebes von P. und F. Sarasin. — Wiesbaden 1901.
30. *Umgrove, J. H. F.*: De Paetertiare Historie van den indischen Archipel. Overdruk nit Leidsche geologischen Mededeelingen. Deel. VII. Aflevering I. 1935. Bbr. 119—155.
31. *Vanner, J.*: Die Geologie von Celebes, speziell vom ökonomischen Gesichtspunkte. — Koloniale Vacantiercursus, Amsterdam. 1923.
32. *Vanner, J.*: Die Geologie van Mittel-Celebes etc. — Geol. Rundschau. X 1919.
33. *Vanner, J.*: Beiträge zur Geologie des Ostarmes der Insel Celebes.
(In: *Boehm, G.*: Geologische Mitteilungen aus d. Indo-Australischen Orchipel. Neues Jahrb. etc. Beilage Bd. XXIX. 1900. S. 739—778.
34. *Waterschoot van der Gracht, W. van*: Voorlopige Mededeeling omtrent de geologie van Central-Celebes. — Kom. Ned. Aaardr. Gen. XXII. 1915.
35. *Wichmann, A.*: Glaukophan-Epidot-Chloritschiefer von Celebes.
Neues Jahrb. für Mineral. etc. 1893. II.
36. *Wichmann, A.*: Leucitgesteine von der Insel Celebes. — Nat. Fijdschr. Ned. Indiä. 53. 1893.
37. *Werd Müller, J. O.*: Petrogr. Untersuchung von Eruptivgesteinen des Pik von Maros in Süd-West-Celebes. — Schweizerische Mineralog. und petrogr. Mitteilungen. Bd. VI. 1926. S. 209—254.
38. *Wunderlin, W.*: Beiträge zur Kenntniss der Gesteine von Südost-Celebes. Sammlungen des Geolog. Reichsmuseums in Leiden. Bd. IX. (1911—14.) S. 244—280.

Д. ЮГОВИЧ: ДАННЫЕ К ПОЗНАНИЮ ПОРОД ВОСТОЧНОГО ЦЕЛЕБЕСА.

Рассмотренные породы происходят из той части Восточного-Целебеса, где проф. др. Лоци в 1928 году вел свою научную экспедицию. Эта территория является полуостровом между бухтами Тамин и Толо. Экспедиция совершила геологические поиски на полуострове в ширине 120 Км-ов.

По подробным петрографическим исследованиям можно установить, что на территории находятся интрузивные породы. Амфиболиты и серпентины найденные также на этой территории находятся в геологической связи с интрузивными породами и не являются частями кристаллического фундамента. Кристаллический фундамент на территории поисков нигде не выходит на поверхности. Петрографические исследования подтвердили установления Лоция, потому что амфиболиты и серпентины показали бесспорное эруптивное происхождение.

Породы собранные экспедицией находятся в следующих типах: граниты, диориты, габбро (анортозит) перидотиты (лерзолиты и харзбургиты), пироксениты, амфиболиты, амфиболовые сланцы, серпентины.

Кроме оптических исследований были сделаны 18 химических анализов, которые исполнил др. К. Эмст руководитель химического отдела Государственного Геологического Института. А микрофотографий показывают результаты оптических исследований. Сравнение химических анализов совершается помощью концентрационного тетраэдра Ниппия. Автор использовался для изображения тетраэдра приемом Бекера.

Вспомогательные проекции, как по составу полевых шпатов пород, как по связи лейкократных и меланократных компонентов были изображены в системе переработанном Мархетом.

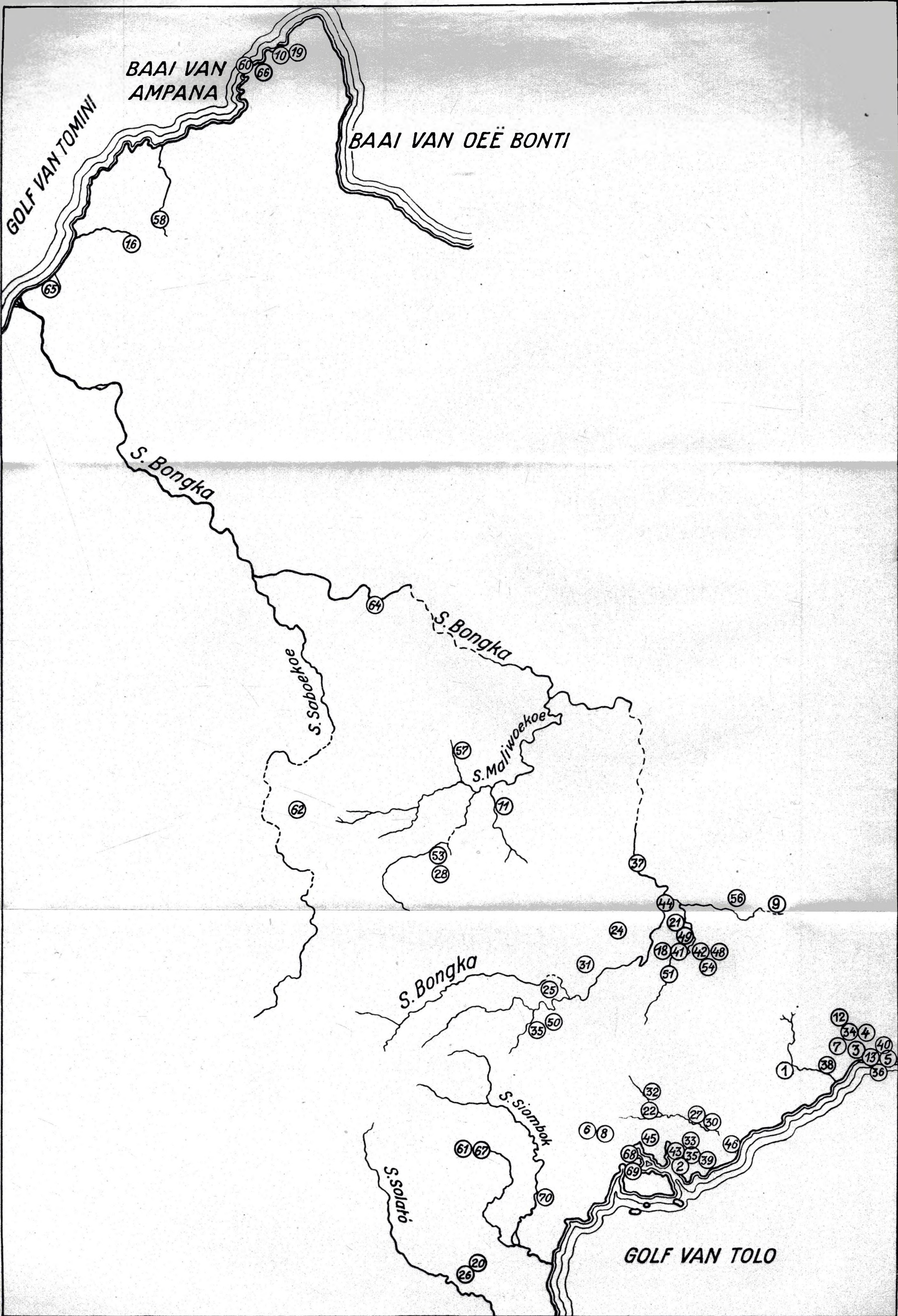
Породы в большинстве случаев характеризует катаклазическая структура. Причиной этого вероятно являются движения в которых принимали участие породы территории. Кроме того, движение пород вел к некоторым аутометаморфным преобразованиям на уранирование пироксенов, возникновение соссыритного габбро, преобразование пироксенов в обменки.

В итоге петрографические результаты подтверждают геологические сведения Лоция, которые он делал на местности.

LISTE DER BESCHRIEBENEN GESTEINS.

Gesteinsnummer	Seite
1. Saussurit-Gabbro	22
2. Olivin-Gabbro	22—25
3. Peridotit-Serpentin	25
4. Serpentinisierter-Lherzolith	25—27
5. Harzburgit	27
6. Dynamometamorpher-Gabbro	27—30
7. Mylotinierter-Gabbro	30—33
9. Diallagit	33—34
10. Harzburgit	35
11. Serpentin	35—38
12. Saussurit-Gabbro	38—40
13. Granathältiger Harzburgit-Serpentin	40—41
15. Hornblendeschiefer	41—43
16. Epidot-Amphibolit	43—46
17. Serpentinsschiefer	46
18. Granathältiger Lherzolith	47
21. Aplitgranit	48—50
22. Pyroxen-Andesittuff	50
27. Feldspatreicher-Amphibolit	51—53
28. Quarzporfirit	53—55
30. Granathältiger Zoisit-Amphibolit	55—57
33. Mylotinierter-Gabbro	57—58
36. Serpentin	58
41. Amphibol-Diorit	59—62
42. Serpentin	62—64
44. Amphibolit	64—66
45. Epidot-Amphibolschiefer	67
46. Anorthosit	67—68
48. Lherzolith	68—69
49. Aplitgranit	48—50
50. Granathältiger-Harzburgit	69
51. Epidot-Amphibolschiefer	69—70

	Seite
53. Amphibolit	70
56. Amphibol-Diorit	71
57. Epidot-Plagioklas-Amphibolit	72
58. Lherzolith-Serpentin	72—73
59. Quarz-Amphibol-Diorit	73—74
60. Amphibolit	74—75
61. Diallag-Serpentin	75
62. Epidot-Plagioklas-Amphibolit	75—76
63. Harzburgit	76—78
64. Granathältiger-Lherzolith	78—80
65. Amphibol-Diorit	80—83
66. Gabbro	83—87
67. Serpentin	87
68. Serpentin	88
69. Serpentinisierter-Peridotit	88—89
70. Serpentin	89



TÁBLAMAGYARÁZAT.

II. TÁBLA.

1. ábra. *A középső Bongkavölgy látképe.* Előtérben a folyóteraszok által elborított molaszfel-tárások, míg a háttérben a bázikus eruptivumok által felépített centrális hegyvidék látható. (Lóczy Lajos felvétele.)

2. ábra. *Olivin-gabbró.* (2. sz. kőzet.) Tomina és Momo között.

A kőzet főtömegét az ikerlemezes *plagioklasz* alkotja (63%). Az *olivin* legömbölyödött szemcséit szerpentinerek hálózák be. A *diallag* kristályai kitűnő hasadás által tűnnek ki. A plagioklasz-olivin-magnetitszemcséket »kelyphites szegély« veszi körül. Nicol : ×. Nagyítás : 40.

TAFELERKLÄRUNG.

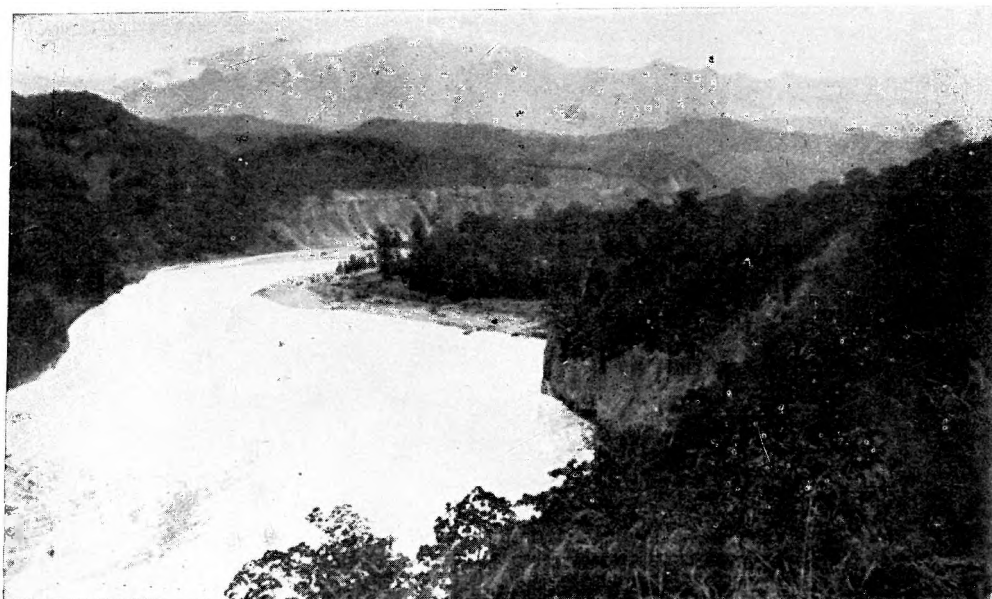
TAFEL II.

Fig. 1. *Die Ansicht des mittleren Bongkatales.* Im Vordergrund sind die durch die Flussterassen bedeckten Molasseaufschliessungen, im Hintergrund aber das durch die basischen Eruptivgesteine aufgebaute zentrale Berggebiet sichtbar.

(Aufnahme des Ludwig Lóczy.)

Fig. 2. *Olivingabbro.* (Gestein Nr 2.) Zwischen Tomira und Momo.

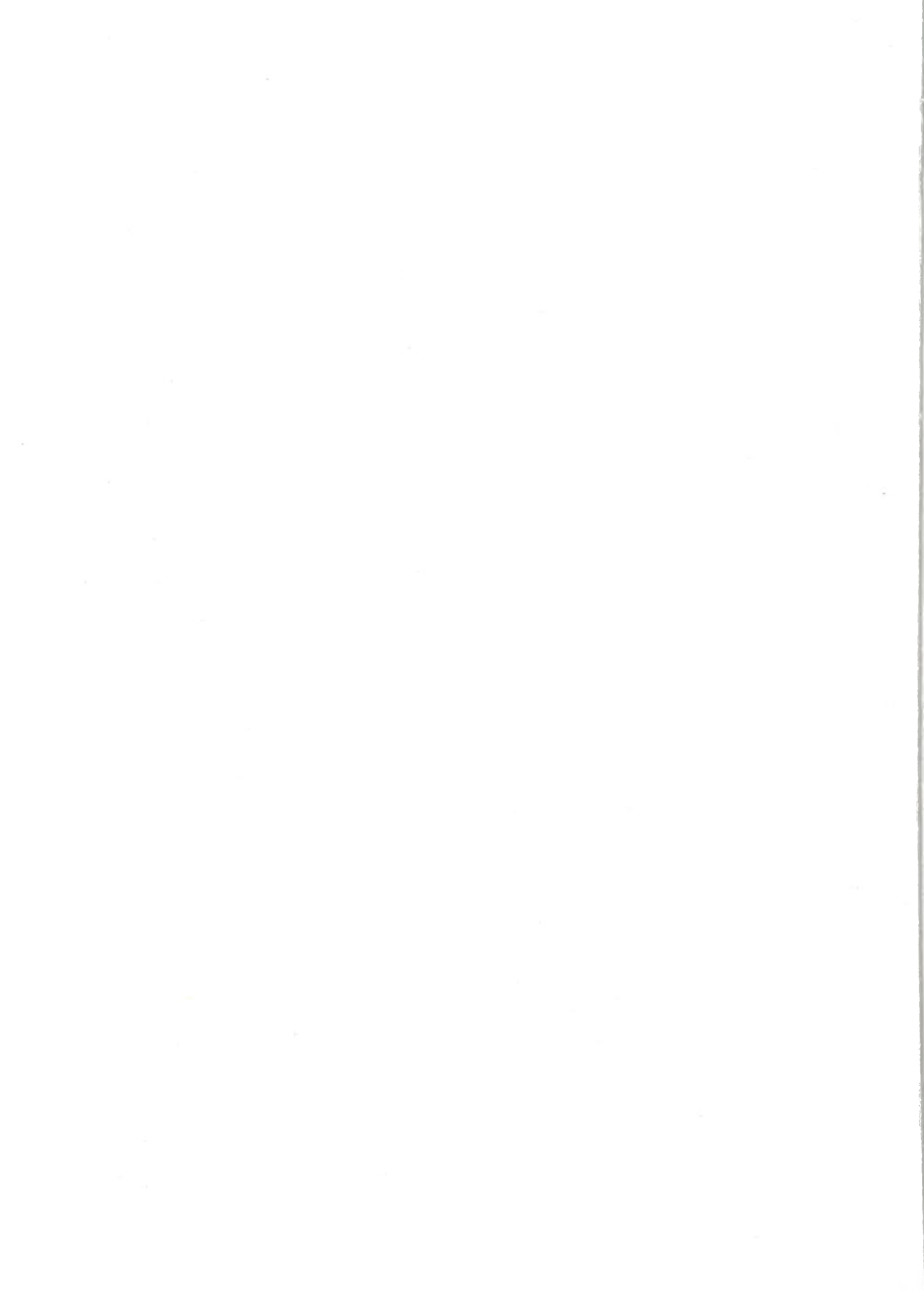
Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus *Plagioklas* (63%). Die abgerundeten Körner des *Olivin* sind von Serpentinadern durchwoben. Die Krystalle des *Diallag* zeichnen sich durch vorzügliche Spaltung aus. Die Körner des Plagioklas, Olivin und Magnetit sind von einem »Kelyphit-Saum« umgeben. Nicol: \times . Vergrößerung: 40 fach.



1. ábra. — Fig. 1.



2. ábra. — Fig. 2.



III. TÁBLA.

3. ábra. *Dynamometamorf-gabbro*. (6—8. sz. kőzet.) A Boba folyó mellől.

Az erősen kataklázos szerkezetű *amfibolok* mint nagy világos foltok jelennek meg a zavaros ásványhalmazban. A kisebb világos foltok *plagioklasz*-maradványok, *kvarc*-szemcsék és *sericit*lemezek. A hajlott, repedezett *zoizit-prizmák* csoportokban tömörülve jelennek meg. Nicol: \times . Nagyítás: 40.

4. ábra. *Mylonitos-gabbro*. (7—40. sz. kőzet.) Lemo-Lemo, Ondolean- és Tangjon Rata közötti tengerpartról.

A *diállag-maradékok*, jó hasadást mutató, nagy, világos foltok, elmosódott határokkal, míg a közöttük látható, zárványmentes és hasadást nem mutató foltok *serpentinből* és *kloritből* állanak. A *zoizit*-prizmák, vagy xenomorf szemcséik csomókban jelennek meg. Nicol: \times . Nagyítás: 40.

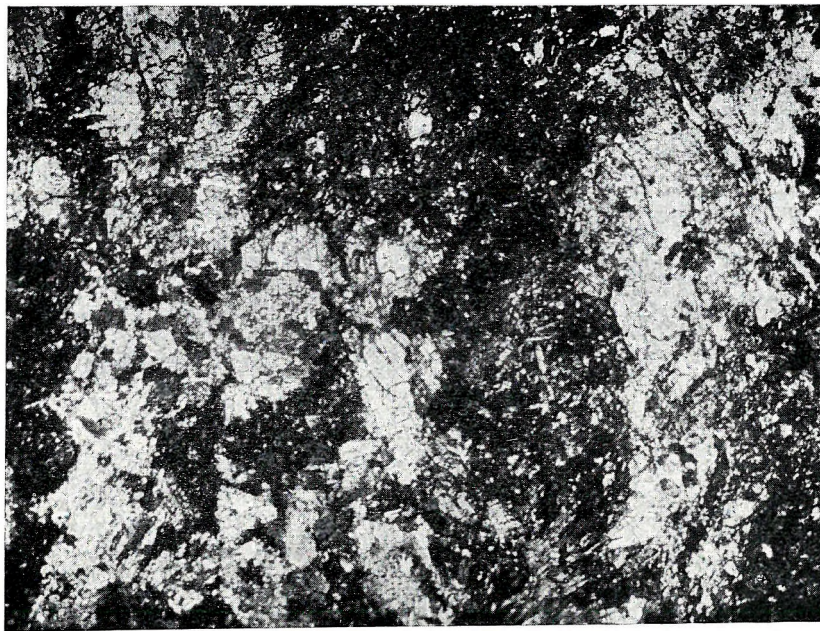
TAFEL III.

Fig. 3. *Dynamometamorph-Gabbro*. (Gestein Nr 6—8.) Vom Ufer des Boba Flusses.

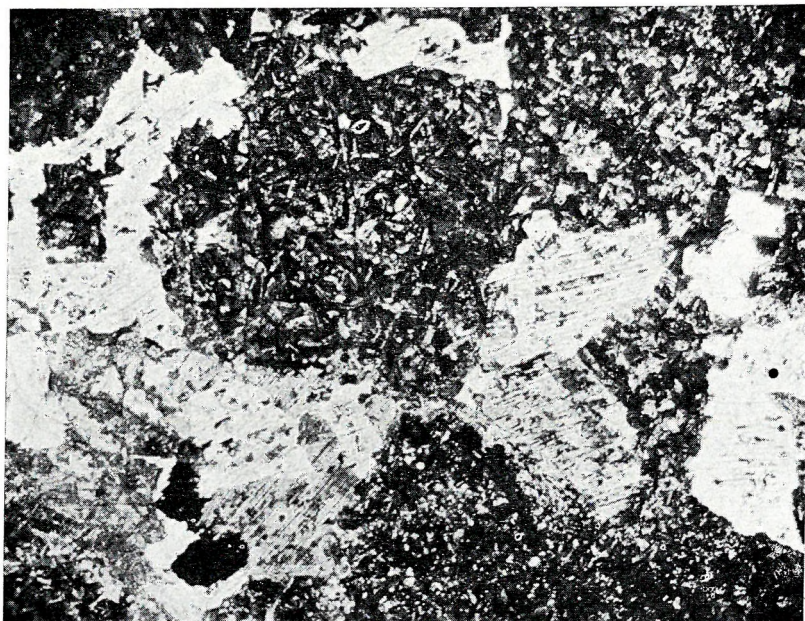
Die hellen, grossen Flecke mit stark kataklastischer Struktur sind *Amphibole*. Zwischen denselben sieht man die gebogenen und rissigen *Zoisit*-Prismen, welche häufig in Garben zusammengedrängt vorkommen. Dazwischen beobachtet man kleinere, hellere Flecke, welche *Plagioklasreste*, *Quarzkörner* und *Sericitlamellen* sind. Nicol: \times . Vergrösserung: 40 fach.

Fig. 4. *Mylontiisierter-Gabbro*. (Gestein Nr 7—40.) Lemo-Lemo, vom Meerküste, zwischen Ondolean und Tangjon Rata.

Die grossen, hellen Flecke, mit verschwommener Abgrenzung sind *Diallagreste*, welche eine vorzügliche Spaltung aufweisen. Dazwischen befinden sich helle Flecke, die keine Spaltung zeigen; diese sind *Serpentin* und *Chlorit*. Die Prismen und xenomorphen Körner des *Zoisit* treten in Gruppen auf. Nicol: \times . Vergrösserung: 40 fach.



3. ábra. — Fig. 3.



4. ábra. — Fig. 4.

IV. TÁBLA.

5. ábra. *Diallagit.* (9. sz. kőzet.) Menander folyó Salea.

A kőzet főtömegét nagy *diallag-kristályok* alkotják, melyeken a kitűnő hasadás észlelhető. A köztük található kevés *olivinszemecskét* serpentinerek járják át. Nicol: ×. Nagyítás: 40.

6. ábra. *Saussurit-gabbro.* (12. sz. kőzet.) Ondolean közelében, a Pangkanoenoe folyó partjáról.

A nagymértékben kataklázos kőzet zavaros ásványhalmazából kiemelkedő nagy világos foltok a *diallag* töredezett, hajlott kristályai, melyek kitűnő hasadás által tűnnek ki. A kisebb világos foltok, ikerlemezes *plagioklász*-maradékok. A *zoisit* kissé sötétebb prizmai is jól elkülönülnek a zavaros ásványhalmazban. Nicol: ×. Nagyítás: 40.

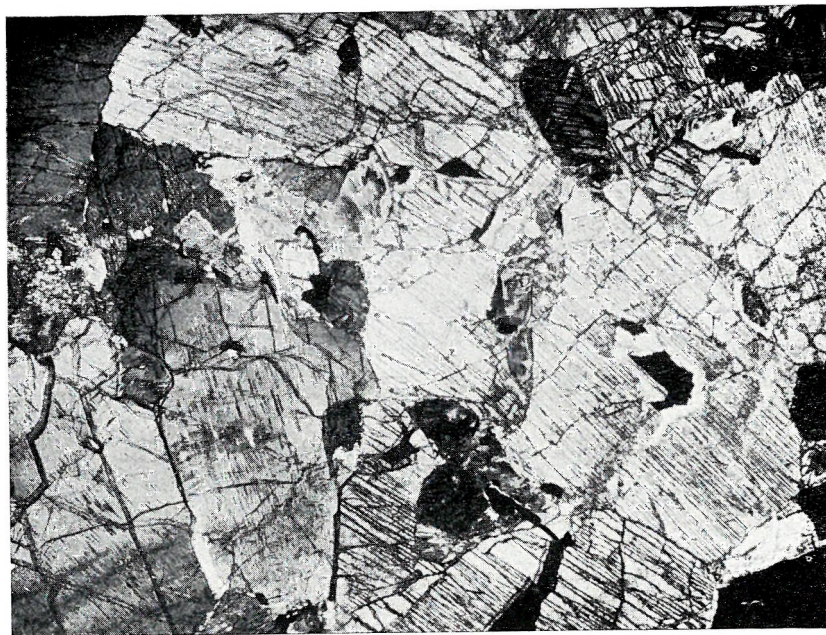
TAFEL IV.

Fig. 5. *Diallagit*. (Gestein Nr 9.) Salea am Menander Fluss.

Die Hauptmasse des Gesteins wird durch Diallag gebildet, dessen Krystalle eine vorzügliche Spaltung aufweisen. Die wenigen Olivinkörner sind von Serpentinadern netzartig umgeben. Nicol: \times . Vergrößerung: 40-fach.

Fig. 6. *Saussurit-Gabbro*. (Gestein Nr. 12.) Vom Ufer des Pangkanoenoe Flusses, in der Nähe von Ondolean.

Es ist ein stark kataklastisches Gestein, aus dessen trüben Mineralhäufen, die gebogenen und gebrochenen Körner, des *Diallag* als helle Flecke hervortreten. Viel kleiner erscheinen die zwillingslamellierten *Plagioklasreste*. Die etwas dunkleren *Zoisitprismen* heben sich gut von den trüben Mineralhäufen ab. Nicol: \times . Vergrößerung: 40-fach.



5. ábra. — Fig. 5.



6. ábra. — Fig. 6.

V. TÁBLA.

7. ábra. *Saussurit-gabbro*. Az előbbi kőzet másik csiszolata, melyben az ikerlemezes *plagioklász*-maradékok nagyobbak és jellegzetesebbek. Nicol : \times . Nagyítás : 40.

8. ábra. *Amfibolpala*. (15. sz. kőzet.) Kolomedale mellől.

A porfiroblasztos szövetű kőzetben, a nagy, kataklázos szerkezetű *amfibol*-prizmák jó hasadás által tűnnek elő. Az alapanyagot a *gedrit* rostos prizmai és a *kvarc* xenomorf szemcséi építik fel. Nicol : \times . Nagyítás : 40.

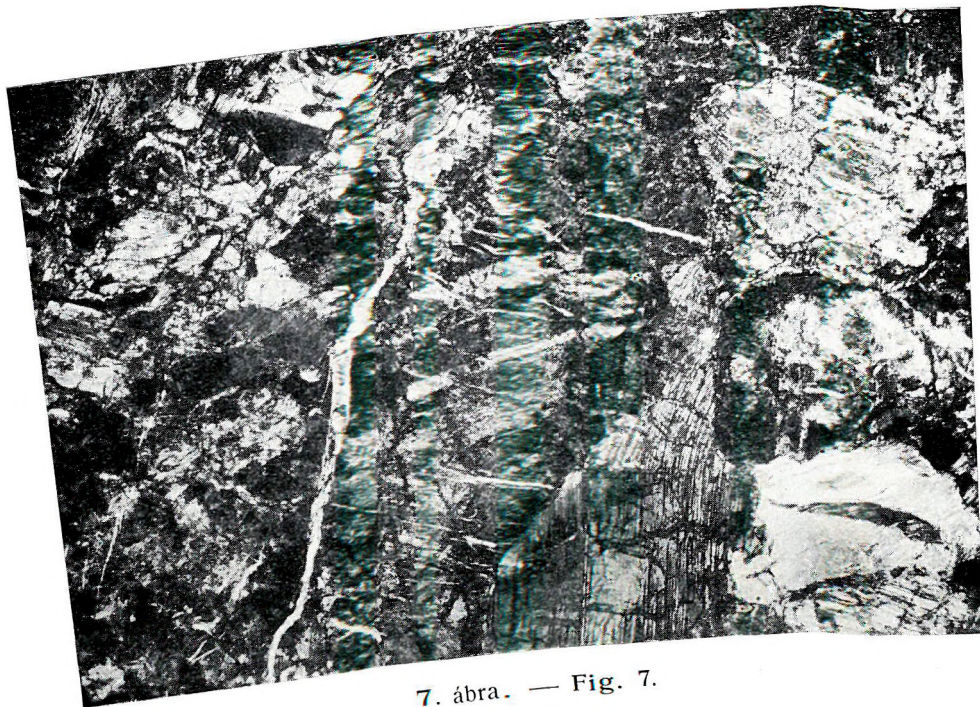
TAFEL V.

Fig. 7. *Saussurit-Gabbro*. (Gestein Nr 12.) Dasselbe Gestein.

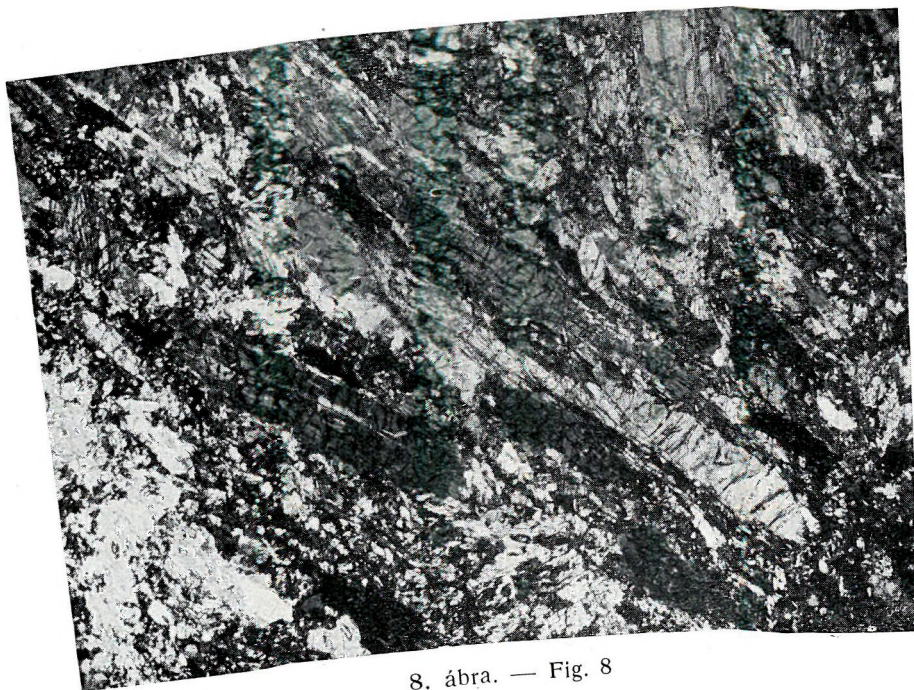
Im Dünnschliff beobachtet man die gleichen Erscheinungen, aber die zwillingslamellierten *Plagioklasreste* sind grösser und treten deutlicher hervor. Nicol : ×. Vergrösserung : 40-fach.

Fig. 8. *Amphibolschiefer*. (Gestein Nr 15.) In der Nähe des Kolomedale.

In dem Gestein mit prophyroblastischer Struktur sind die grossen *Amphibolprismen* kataklastisch ausgebildet und zeigen gute Spaltbarkeit. Die Grundmasse wird von faserigen Prismen des *Gedrit* und xenomorphen Körnern des *Quarzes* gebildet. Nicol : × Vergrösserung : 40-fach.



7. ábra. — Fig. 7.



8. ábra. — Fig. 8

VI. TÁBLA.

9. ábra. *Epidot-amfibolit*. (16. sz. kőzet.) Marowobesar folyó felső szakaszáról.
Az apró, egyenletes szemcséjű kőzet főtömegét *amfibol* (63%) alkotja. Ennek a terminálapok nélküli prizmás kristályai kiszálasodtak, hasadást ritkán árulnak el. A *plagioklász* és a *kvarc* xenomorf szemcsékben, az *epidot* főleg prizmákban jelenik meg. Nicol : \times . Nagyítás : 40.
10. ábra. *Kövületes pyroxén-andezittufa*. (22.. sz. kőzet.) Bowine folyó felső szakaszáról, Kolo-Kolótól északra.
A normális összetételű tufában szerves, főleg *Lithothamnium*-maradványok láthatók. Nicol : \times . Nagyítás : 40.

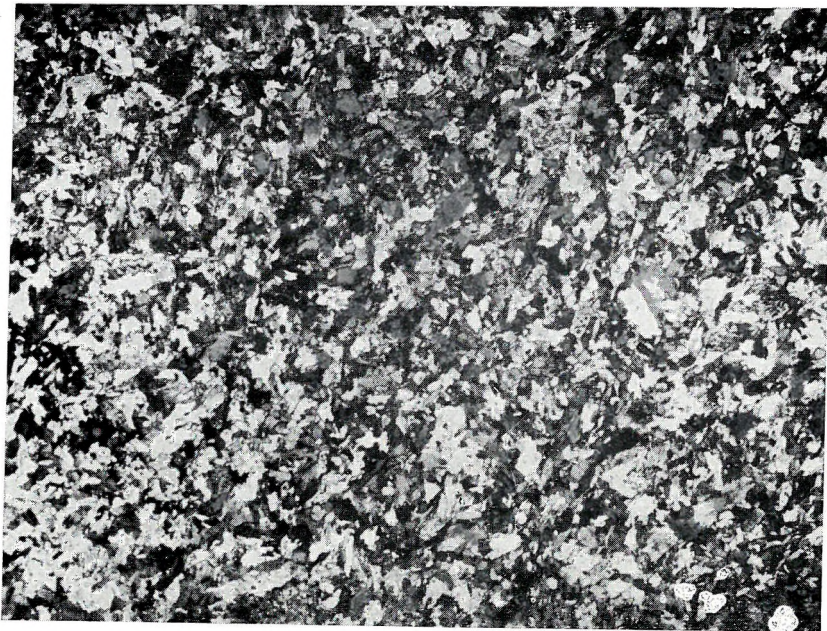
TAFEL VI.

Fig. 9. *Epidot-amphibolit*. (Gestein Nr 16.) Aus dem oberen Abschnitt des Marowobesar Flusses.

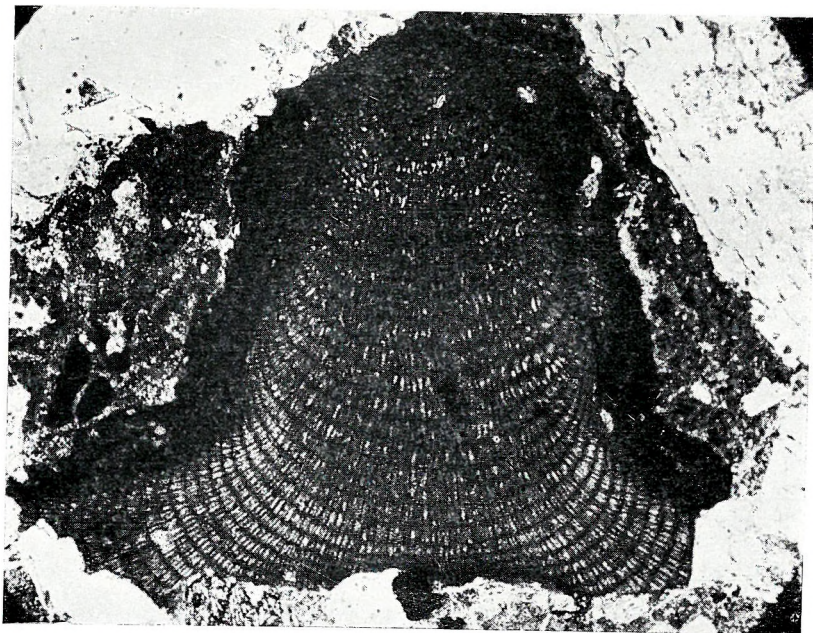
Die Hauptmasse des gleichmässig feinkörnigen Gesteins bildet der *Amphibol* (63%). Die terminalflächenlosen, prismatischen Kristalle sind ausgefranst und verraten selten Spaltung. Der *Plagioklas* und der *Quarz* erscheinen in xenomorphen Körnern, der *Epidot* meist in Gestalt von Prismen. Nicol: ×. Vergrößerung: 40-fach.

Fig. 10. *Pyroxen-Andesittuff mit Petrefacten*. (Gestein Nr 22.) Vom oberen Abschnitt des Bowine-Flusses, nördlich von Kolo-Kolo.

Im Tuff mit normaler Zusammensetzung sind organische, meist Lithothamniumreste sichtbar. Nicol: ×. Vergrößerung: 40-fach.



9. ábra. — Fig. 9.



10. ábra. — Fig. 10.

VII. TÁBLA.

11. ábra. *Kövületes pyroxén-andezittufa*. Ugyanazon kőzet. Nicol : \times . Nagyítás : 40.

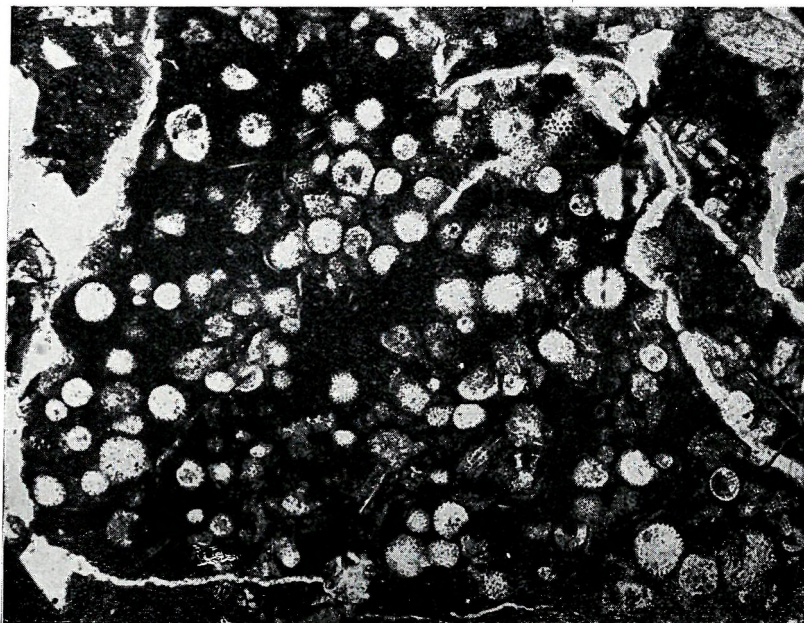
12. ábra. *Amfibol-diorit*. (41. sz. kőzet.) Kaoeroe folyó partjáról.

A kőzet főtömegét a *plagioklász* prizmás, néha táblás, ikerlemezes kristályai és az *amfibol* gyakran kiszálasodott végű prizmái alkotják. A *zoisit* prizmákban, vagy xenomorf szemcsékben jelenik meg. Nicol : \times . Nagyítás : 40.

TAFEL VII.

Fig. 11. *Pyroxen-Andesittuff mit Petrefacten*. Dasselbe Gestein. Nicol : \times . Vergrößerung : 40-fach.

Fig. 12. *Amphibol-Diorit*. (Gestein Nr 41.) Vom Ufer des Flusses Kaoeroe.
Die Hauptmasse des Gesteins wird durch die prismatischen, seltener täfeligen, zwillingslamellierten Kristalle des *Plagioklas* und den ausgefranzten Prismen des *Amphibol* gebildet. Der *Zoisit* erscheint in Gestalt von Prismen oder xenomorphen Körnern. Nicol : \times . Vergrößerung : 40-fach.



11. ábra. — Fig. 11.



12. ábra. — Fig. 12.

VIII. TÁBLA.

13. ábra. *Harzburgit*. (63. sz. kőzet.) Tandjong Api, a Tomini Baai partjáról.

A kőzet főtömegét alkotó *olivint*, valamint a kevés *hypersztént* serpentinerek hálózák be. Az olivin kristályokban, a nagy nyomás következtében párhuzamos lemezek alakultak ki, melyek folytatólagosan oltanak ki. Nicol : \times . Nagyítás : 40.

14. ábra. *Gabbro*. (66. sz. kőzet.) Tandjong Api.

Nagyszemű, pegmatitos jellegű, erősen kataklázos kőzet. A kép közepét elfoglaló nagy, repedezett *plagioklasz*-kristályt amfibolprizmák koszorúja veszi körül. A nagy fekete foltok, az uralitosodás nyomán keletkezett *magnetit*-szemcsék. A kép kétoldalán a *diallag* és a *hypersztén* hajlott, töredezett kristálymagjai láthatók, melyek a hegyképző erők hatására részben amfibollá alakultak. A hosszú rostos prizmák *tremolitok*, a rövid táblás kristályok *aktinolitok*. A következő 3 mikrofotográfia ugyanezen gabbro elegyrészeinek átalakulását részletezi. Nicol : \times . Nagyítás : 40.

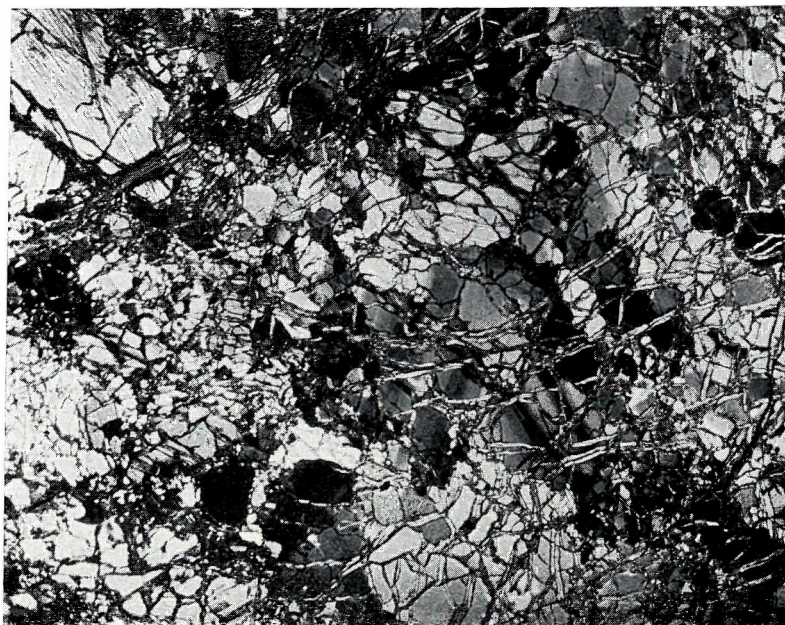
TAFEL VIII.

Fig. 13. *Harzburgit*. (Gestein Nr 63.) Tandjong Api, Ufer der Tomini Baai.

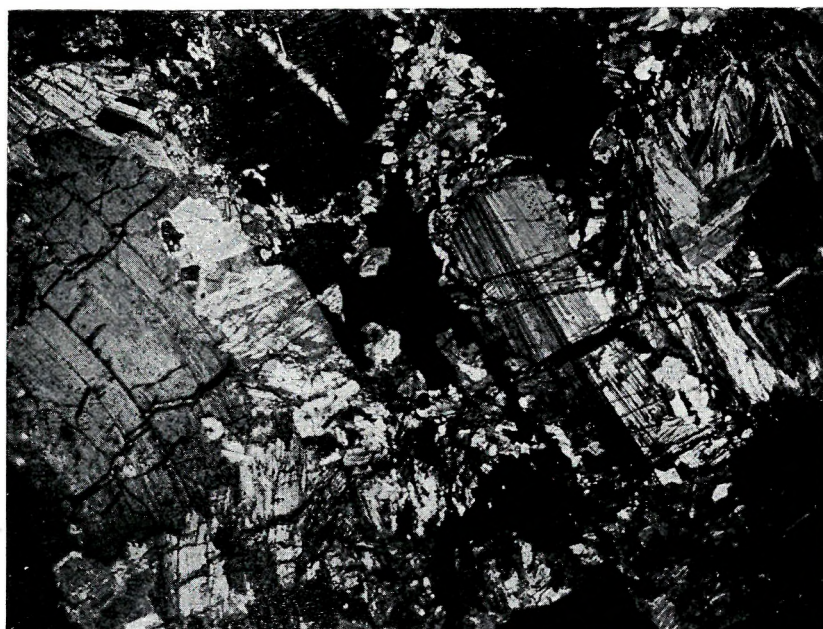
Der die Hauptmasse bildende *Olivin* und der *Hypersthen* geringer Menge werden von Serpentinadern durchzogen. In den Olivinkristallen bildeten sich infolge des grossen Druckes parallele Lamellen, welche kontinuierlich auslöschen. Nicol: \times . Vergrösserung: 40-fach.

Fig. 14. *Gabbro*. (Gestein Nr 66.) Tandjong Api.

Ist ein grobkörniges, pegmatitartiges, stark kataklastisches Gestein. Der die Bildmitte einnehmende, stark zersprungene grosse *Plagioklas-Kristall* wird durch einen Kranz der Amphibol-Prismen umgürtet. Der in Folge der Uralitisierung entstandene *Magnetit* bildet grosse schwarze Flecken. An beiden Seiten des Bildes sind die gebogenen, gesprungenen Kristallkerne des *Diallag* und des *Hypersthen* sichtbar, welche auf Einwirkung der bergbildenden Kräfte teilweise zu Amphibolit umwandelt wurden. Die langen faserigen Prismen sind *Tremolite*, die kurzen täfeligen Kristalle aber *Aktinolite*. Die folgenden drei Mikrophotographien zeigen ausführlich die Umwandlung der Gemengteile desselben Gabbro. Nicol: \times . Vergrösserung: 80-fach.



13. ábra. — Fig. 13.



14. ábra. — Fig. 14.

IX. TÁBLA.

15. ábra. *Gabbro*. (66. sz. kőzet.) Ugyanazon kőzet.

A *plagioklász* nagy kristályai a hegyképző erők hatására széttöredezték, hullámosan meghajoltak, majd a törésvonalak mentén kis izometriás kristályokba olvadtak. Nicol : \times . Nagyítás : 80.

16. ábra. *Gabbro*. Ugyanazon kőzet.

A *diallagból* a hegyképző erők hatására zöldszínű amfibol : *aktinolit* keletkezett. A kép jobboldalát kitöltő diallag hasadási irányában szegfűbarnán áttetsző ilmenitsillámlemezek települnek. A diallagból keletkezett zöld amfibolok táblás prizmai, a diallag kristály szélén sorakoznak (a kép baloldalán). Az átalakulás folyamán kivált *magnetit* nagy szemekké tömörült (fekete foltok). Az aktinolit zárványmentes. Nicol : \times . Nagyítás : 80.

17. ábra. *Gabbro*. Ugyanazon kőzet.

A kép közepét elfoglaló *hipersztén* kristály hasadási irányai mentén ilmenit és ilmenitsillámlemezek helyezkednek el. A hegyképző erők hatására keletkezett *színtelen amfiból*: *tremolit*, a hipersztén-prizma két végén tömörül. A megnyúlt, rostos tremolit-prizmák zárványban gazdagok. Nicol : \times . Nagyítás : 80.

TAFEL IX.

Fig. 15. *Gabbro*. (Gestein Nr. 66.) Dasselbe Gestein.

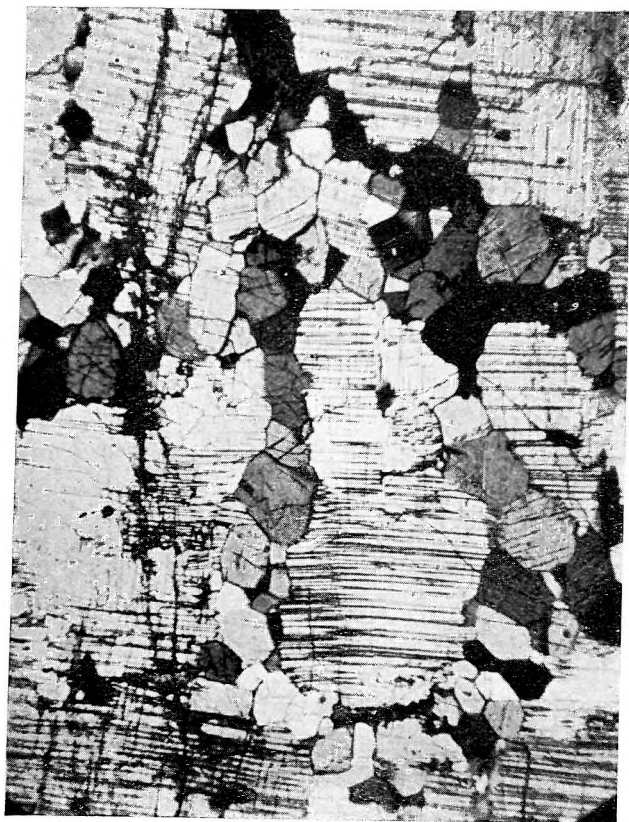
Die grossen Kristalle des *Plagioklas* sind unter Einwirkung der bergbildenden Kräfte zersprungen und wellenartig verbogen, dann entlang der Bruchlinien in die kleinen isometrischen *Plagioklas*-Kristalle eingeschmolzen. Nicol : \times . Vergrösserung : 80 fach.

Fig. 16. *Gabbro*. Dasselbe Gestein.

Aus dem *Diallag* entstand unter Einwirkung der bergbildenden Kräfte grümfärbiger Amphibol : *Aktinolit*. In den Spaltrichtungen, die rechte Seite des Bildes ausfüllenden *Diallag*, lagern nelkenbraun durchscheinende *Ilmenitglimmerlamellen*. Die aus dem *Diallag* entstandenen täfeligen Prismen der grünen Amphibole reihen sich am Rande des Kristalls. (Linke Seite des Bildes.) Der infolge der Umwandlung ausgeschiedene *Magnetit* hat sich zu grossen Körnern verdichtet. (Schwarze Flecken.) Der *Aktinolit* ist einschlusslos. Nicol : \times . Vergrösserung : 80.

Fig. 17. *Gabbro*. Dasselbe Gestein.

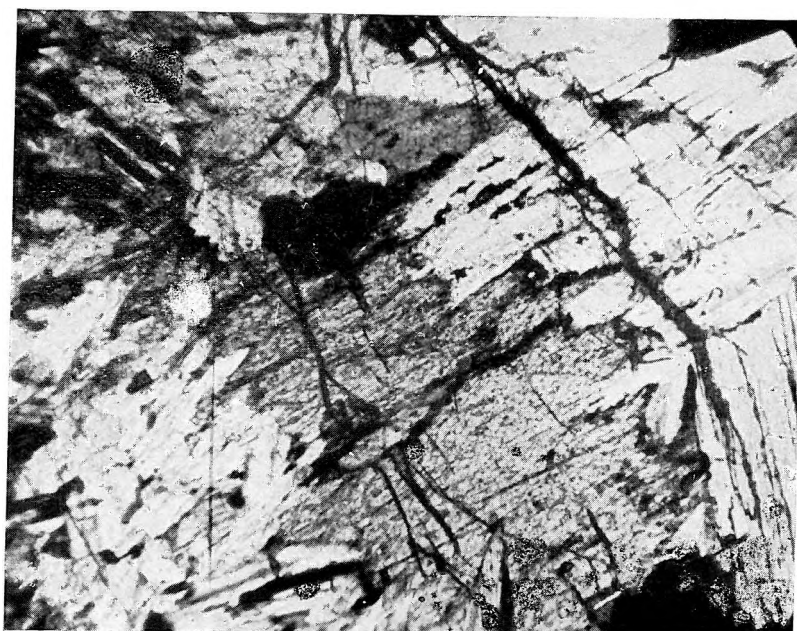
Die Bildmitte nimmt ein *Hypersthenkristall* ein, entlang der Spaltrichtung lagern die Lamellchen des *Ilmenit* und des *Ilmenitglimmers*. Der infolge der bergbildenden Kräfte entstandene farblose *Amphibol*, der *Tremolit* verdichtet sich an beiden Enden der *Hypersthen* Prismen. Die verzogenen, faserigen *Tremolit*prismen sind reich an Einschlüssen. Nicol : \times . Vergrösserung : 80 fach.



15. ábra. — Fig. 15.



16. ábra. — Fig. 16.



17. ábra. — Fig. 17.

